

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

(CETTE SOCIÉTÉ, FONDÉE LE 17 MARS 1830, A ÉTÉ AUTORISÉE ET RECONNUE COMME
ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE, PAR ORDONNANCE DU ROI DU 3 AVRIL 1832)

TROISIÈME SÉRIE

TOME VINGT-QUATRIÈME

Notes et Mémoires : Feuilles 30-40 (Planches XXI-XXIII).

PARIS
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ

7, Rue des Grands-Augustins, 7

1896

Le Bulletin paraît par livraisons mensuelles

Août 1896

AVIS

Le Secrétaire rappelle aux membres de la Société géologique les décisions suivantes, prises par le Conseil :

Les Membres de la Société doivent acquitter leur cotisation à partir du 1^{er} janvier, s'ils veulent recevoir le Bulletin au moment de la publication. — Le Trésorier est autorisé à faire recouvrer les cotisations à domicile, par la poste, avec un supplément de 0,85 c. pour les frais d'encaissement.

Les Membres doivent adresser, d'une manière impersonnelle, tous les envois d'argent et les mandats à *Monsieur le Trésorier de la Société géologique de France* et toute la correspondance à *Monsieur le Secrétaire de la Société géologique de France*.

Les manuscrits seront conservés dans les Archives de la Société et ne seront pas communiqués aux auteurs en même temps que l'épreuve qu'on leur adressera. De plus, il ne sera envoyé qu'une seule épreuve aux auteurs.

Il ne doit être publié dans le Bulletin ou le Compte-Rendu aucun nom d'espèce ou de genre nouveau dont l'auteur n'a pas fourni une description accompagnée de figure.

Le nom spécifique de tout fossile cité doit être suivi du nom de l'auteur qui a fait l'espèce.

Les demandes de tirages à part doivent être adressées directement au Secrétaire de la Société qui se charge, dans ce cas, de veiller à leur exécution.

Les Comptes rendus sommaires des séances paraissent dans les quinze jours qui suivent la séance et sont réimprimés dans le Bulletin. Les Notes et Mémoires sont groupés par séances et leur ordre de succession est celui de la présentation.

Il n'est accordé que deux pages d'impression au *maximum*, pour chaque note insérée dans le Compte rendu sommaire et le titre seul des ouvrages et tirages à part figure seul dans ce Compte rendu sommaire.

Le Secrétaire prie les auteurs de vouloir bien, dans leurs manuscrits :

Souligner les noms d'espèces ;

Mettre une majuscule à tous les noms de terrains et d'étages employés comme substantifs et à tous les noms de groupes zoologiques et botaniques ;

Ecrire avec beaucoup de soin, surtout dans les notes destinées au Compte-Rendu, les noms d'auteurs, de localités et de fossiles.

Séparer les figures du texte pour en faciliter la reproduction par le dessinateur.

EXPLICATION DES PLANCHES XXI ET XXII

PLANCHE XXI.

Fig. 1, 2. — *Ischyodus Dutertrei*, Eg. ; dents mandibulaires. Portlandien moyen.

Fig. 3, 4. — *Ischyodus Egertoni*, Buck. ; dents mandibulaires. Kimméridgien supérieur, zone à *Reineckia pseudomutabilis*.

Fig. 5, 6, 7, 8, 9. — *Ischyodus Beaumonti*, Eg., dents palatines. Kimméridgien supérieur, zone à *Reineckia pseudomutabilis*.

Fig. 10. — Même espèce, même niveau ; dent mandibulaire. Type de *I. Rigauxi*, Sg.

Fig. 11. — Même espèce ; dent mandibulaire.

(Toutes les pièces figurées font partie de la collection du Musée de Boulogne, à part la pièce fig. 9, qui se trouve au Musée du Havre (collection Bouchard-Chantereaux).)

PLANCHE XXII.

Fig. 1. 1 a. — *Ischyodus Dutertrei*, Eg. ; dent palatine. Portlandien moyen.

Fig. 2. — Même espèce, même niveau ; dent prémaxillaire.

Fig. 3. — *Ischyodus Dufrenoyi*, Eg. ; dent mandibulaire. Portlandien moyen. Type de l'espèce.

Fig. 4, 5. — Même espèce, même niveau ; dents palatines.

Fig. 6. — *Ischyodus Egertoni*, Buck. ; dent palatine. Kimméridgien ; zone à *Reineckia pseudomutabilis*, Lor.

Fig. 7, 8. — *Ischyodus Beaumonti*, Eg. ; dents palatines ; individus jeunes ; même niveau.

Fig. 9, 10. — *Ischyodus Beaumonti*, Eg. ; dents prémaxillaires, vues par la face orale et par la face externe ; même niveau.

Fig. 11, 11 a. — *Ischyodus Beaumonti*, Eg. ; dent prémaxillaire ; même niveau.

Fig. 12. — *Ischyodus Sauvagei*, Hamy. ; dent palatine. Type de l'espèce ; même niveau.

Fig. 13. — Même espèce, même niveau ; dent mandibulaire. Type de *I. Beaugrandi*, Sg.

Fig. 14, 15, 16. — Même espèce, même niveau ; Dents mandibulaires.

Fig. 17. — Même espèce, même niveau. Individu jeune. Dent palatine.

(Les pièces figurées sous les nos 7, 8, 9, 10, 11, 17, appartiennent au Musée du Havre (collection Bouchard-Chantereaux) ; les autres sont au Musée de Boulogne. Toutes les figures des planches XXI et XXII sont de grandeur naturelle.

M. Marcel Bertrand présente quelques observations.

REMARQUES SUR LA FLORE FOSSILE DE L'ALTAÏ
A PROPOS DES DERNIÈRES DÉCOUVERTES PALÉOBOTANIQUES
DE MM. LES D^{rs} BODENBENDER ET KURTZ
DANS LA RÉPUBLIQUE ARGENTINE

par M. R. ZEILLER.

SOMMAIRE

Découverte de nouveaux gisements de la flore à <i>Glossopteris</i> dans la République Argentine.	466
Examen de la flore de la Petschora à <i>Rhipidopsis ginkgoïdes</i>	469
Examen de la flore de l'Altaï et de la Tongouska inférieure	471
Espèces décrites par Schmalhausen.	472
Formes secondaires.	478
Formes permocarbonifères	478
Observations et Conclusions	479
Observations sur le caractère de la flore à <i>Glossopteris</i>	482
Résumé	484
Note additionnelle.	485

Découverte de nouveaux gisements de la flore à *GLOSSOPTERIS*
dans la République Argentine.

Dans la communication que j'ai faite il y a quelques mois à la Société sur la flore fossile des gisements houillers de Rio Grande do Sul et sur l'association qu'elle présente, de types de notre flore permocarbonifère, tels que *Lepidodendron* et *Lepidophloios*, avec des types de la « flore à *Glossopteris* », comme *Gangamopteris cyclopteroides*, je faisais remarquer (1) que dans la République Argentine, à Bajo de Velis (province de San Luis), la flore à *Glossopteris*, d'après les observations de M. le Dr F. Kurtz, paraissait régner sans partage.

Depuis la publication de ces premières observations (2), de nou-

(1) B. S. G. F., 3^e série, t. XXIII, p. 617.

(2) F. KURTZ, Contribuciones à la palaeophytologia Argentina, II. (Rev. del Mus. de la Plata, t. VI, p. 123-137, pl. I-IV).

velles recherches ont été faites sur le même point par M. le Dr Kurtz; d'autre part, son collègue à l'Université de Cordoba, M. le Dr Bodenbender, a exploré en divers sens la province de La Rioja et y a fait de nouvelles découvertes, qu'il a résumées dans une note générale consacrée à l'étude des dépôts charbonneux de la République Argentine (1), depuis ceux de Retamito, dans la province de San Juan, appartenant au Culm, jusqu'à ceux de Cacheuta et autres localités des provinces de Mendoza, San Juan et La Rioja, qui paraissent devoir être classés dans le Rhétien.

Les résultats de ces diverses recherches et explorations offrent un assez grand intérêt pour qu'il me paraisse utile de les faire connaître à la Société, tels qu'ils se trouvent exposés dans une lettre que M. le Dr Kurtz a eu l'amabilité de m'adresser le 12 mars dernier :

« Pendant l'année 1893 », m'écrit M. Kurtz, « nous avons réuni » une collection assez considérable dans notre Musée. J'ai visité le » Bajo de Velis et en ai rapporté quelque 400 échantillons. » L'espèce la plus abondante est le *Næggerathiopsis Hislopi* (Bun- » bury) Feistm.; le *Neuropteridium validum* Feistm. se trouve rare- » ment, de même que *Gangamopteris cyclopteroides* Feistm. La » découverte la plus intéressante a été celle du *Rhipidopsis* » *ginkgoides* Schmalhausen, représenté par des feuilles complètes » et par des fruits assez nombreux et très bien conservés. A côté » de cette espèce septentrionale (de la Petschora), j'ai recueilli » d'autres feuilles, qui peuvent appartenir au *Rhipidopsis densi-* » *nervis* Feistm. J'ai trouvé en outre des échantillons magnifiques » de l'*Equisetites Morenianus* Kurtz, qui prouvent que cette espèce » était grande comme l'*Equisetum pyramidale* Goldm. ou l'*Eq.* » *giganteum* L. d'aujourd'hui.

» En même temps mon ami et confrère le Dr Bodenbender a » étudié la Sierra de los Llanos au sud de la province de La Rioja, » la Sierra Famatina dans la même province, et les environs de » Trapiche près de Guandacol au nord de La Rioja. Dans la Sierra » de los Llanos, qu'il a visitée deux fois, Bodenbender a recueilli » une riche série d'empreintes bien conservées. Le type le plus » saillant est le genre *Glossopteris*, trouvé pour la première fois en » Amérique et représenté par des feuilles longues de un décimètre » au plus; à côté des *Glossopteris*, se trouvent *Neuropteridium* » *validum* Feistm. en abondance, *Sphenopteris* sp., *Equisetites*,

(1) G. BODENBENDER, Sobre la edad de algunas formaciones carboníferas de la Republica Argentina (*Rev. del Mus. de la Plata*, t. VII, p. 129-148; 1895).

» *Annularia*(?), plusieurs formes de *Phyllothea*, *Cycloptys*(?) *dichotoma* Feistm., *Næggerathiopsis*, *Walchia*, etc., etc. Les *Gangamopteris* font complètement défaut. Les mêmes plantes ont été rencontrées près de Carrizal, dans la Sierra Famatina. Mais l'observation la plus curieuse est celle que Bodenbender a faite dans le gisement de Trapiche (Guandacol), où il a rencontré dans la même couche le *Neuropteridium validum* Feistm. avec une Lépidodendrée qui peut fort bien appartenir au *Lepidophloios laricinus* Sternb.; les échantillons récemment recueillis, mais non encore arrivés à Cordoba, éclairciront la question. C'est là un mélange analogue à celui que vous avez constaté au Brésil, et ces couches de Trapiche (1) me paraissent devoir être également classées dans le Carbonifère supérieur, ou mieux dans le Permien, le *Neuropteridium validum* Feistm. caractérisant pour moi un horizon qui me semble correspondre plutôt au Permien. »

Cette conclusion de M. le Dr Kurtz est exactement conforme à celle à laquelle je suis arrivé pour les couches de charbon de Rio Grande do Sul, et il ne me paraît pas douteux que ces divers gisements de la République Argentine, renfermant *Neuropteridium validum*, *Gangamopteris cyclopteroides* ou *Glossopteris*, et *Næggerathiopsis*, soient contemporains les uns des autres et correspondent, comme ceux du Brésil, au commencement du Permien. Il est intéressant de remarquer que les empreintes de Lépidodendrées rencontrées à Trapiche ne se sont pas retrouvées dans les gisements de la Sierra Famatina et de la Sierra de los Llanos : il semble ainsi que la région nord de la province de la Rioja marque le terme extrême de leur extension vers le Sud, et qu'on se trouve là, comme dans la région méridionale du Brésil, sur la limite commune des deux grandes provinces botaniques du commencement de l'ère permienne.

La découverte des *Glossopteris* constitue également un fait d'un sérieux intérêt, puisqu'ils n'avaient pas encore été signalés en Amérique ; quant à l'absence des *Gangamopteris* dans les gisements de la province de La Rioja, je ne crois pas qu'il faille y attacher grande importance au point de vue de la détermination de l'âge, étant donné que, dans son ensemble, la flore de ces gisements ne paraît pas différer sensiblement de celle de Bajo de Velis. Il ne faut pas oublier que dans la Nouvelle-Galles du Sud les *Gangamopteris*,

(1) Assimilées par M. Bodenbender, dans son travail précité, à celles de Retamito, c'est-à-dire au Culm.

représentés à Bowenfels, dans des couches contemporaines de celles de Newcastle, n'ont jusqu'à présent jamais été rencontrés dans ces dernières, où les *Glossopteris* sont au contraire si abondants. La présence du *Nevropteridium validum* dans les divers gisements explorés par MM. Bodenbender et Kurtz conduit, d'ailleurs, ainsi que ce dernier l'a admis pour Bajo de Velis, à les assimiler à l'étage indien de Karharbari, dont cette Fougère constitue l'un des types les plus caractéristiques; tout au plus pourrait-on penser qu'on se trouve, dans la République Argentine, au voisinage de la limite supérieure de cet étage, à raison de la rencontre qui y a été faite d'espèces telles que *Cycloptys* (?) *dichotoma* et *Rhipidopsis ginkgoïdes*, observées seulement dans l'Inde à la base de l'étage de Damuda, dans les couches de Barakar; mais la rareté de ces dernières dans les couches indiennes ne permet pas de les regarder comme fournissant à cet égard des renseignements bien décisifs.

Le *Rhipidopsis ginkgoïdes* mérite néanmoins de fixer spécialement l'attention, sa présence dans des gisements que tout concorde à faire classer comme permians, paraissant difficile à concilier avec l'âge attribué aux couches d'Oranetz, dans la vallée de la Petschora, dans lesquelles a été découvert ce remarquable type végétal. On sait en effet que Schmalhausen a classé ces couches dans le Jura brun, les assimilant, d'après leur flore, ainsi que celles de l'Altaï et de la Tongouska inférieure (1), aux couches à plantes du Spitzberg et de la Sibérie étudiées par O. Heer et considérées par lui comme contemporaines, ou à peu près, de celles de Scarborough. On se trouverait donc là en présence d'un cas de longévité tellement exceptionnel qu'on serait tenté de douter de l'exactitude des déterminations de O. Feistmantel et de M. le Dr Kurtz, si l'on n'avait pas de plus sérieuses raisons de mettre en question les assimilations de niveau proposées par le regretté paléobotaniste de Kiev.

Ayant depuis longtemps sur leur légitimité des doutes que la découverte de M. le Dr Kurtz n'a fait qu'augmenter, il me paraît utile, à cette occasion, d'exposer les raisons qui me les ont inspirés.

Examen de la flore de la Petschora à *RHIPIDOPSIS GINKGOIDES*.

Je dirai tout d'abord que Schmalhausen me paraît être entièrement dans le vrai en identifiant les gisements de l'Altaï et ceux de

(1) J. SCHMALHAUSEN, Beiträge zur Jura-Flora Russlands. In-4°, 96 p., 16 pl. (Mém. Acad. Imp. des Sciences de St-Petersbourg, 7^e sér. t. XXVII, n° 4, 1879).

la Tongouska inférieure: la présence, dans les uns comme dans les autres, d'espèces telles que *Phyllothea deliquescentes*, *Asplenium petruschinense*, *Rhiptozamites Gæpperti*, *Czekanowskia rigida*, *Phænicopsis augustifolia* et surtout *Cyclopitys Nordenskiöldi*, me paraît suffire à établir, au moins en gros, leur contemporanéité. Pour les couches d'Oranetz, la similitude de flore est moins évidente; elle ne repose en effet que sur quatre espèces, *Asplenium whitbyense* var. *tenue*, *Aspl. petruschinense* var. *dentatum*, *Cyathea Tchihatchewi* et *Rhiptozamites Gæpperti*; or, pour les trois premières, l'identification avec les espèces de l'Altaï ou de la Tongouska inférieure n'est rien moins que certaine: les fragments de pennes attribués à l'*Aspl. whitbyense* ne lui appartiennent certainement pas et rappellent plutôt le *Pecopteris dentata*; il est vrai qu'on peut également les rapprocher de quelques-unes des figures de l'*Aspl. petruschinense* de l'Altaï (1); le fragment rapporté à l'*Aspl. petruschinense* var. *dentatum*, est trop peu étendu pour être nommé avec certitude; on en peut dire autant de la portion de penne de *Cyathea Tchihatchewi*, quoiqu'ici l'affinité soit moins contestable; quant au *Rhiptozamites Gæpperti*, il paraît bien identique aux échantillons de Kousnetz et de la Tongouska, mais on sait combien est difficile l'identification spécifique de ces feuilles de Cordaïtées ou à forme de Cordaïtées. Les autres espèces de la Petschora n'avaient pas été observées ailleurs lorsque Schmalhausen les a décrites, et elles ne pouvaient lui fournir aucune indication: elles ne sont, du reste, qu'au nombre de trois, un *Phyllothea*, *Phyll. striata*, le *Rhipidopsis ginkgoïdes*, et le *Vertebraria* (?) *petschorensis*, qui, comme on l'a souvent fait observer, n'a rien de commun avec les véritables *Vertebraria* et paraît représenter des feuilles, plus ou moins mal conservées, de *Tæniopteris*; mais maintenant que le *Rhipidopsis ginkgoïdes* s'est retrouvé sur d'autres points, dans des couches dont l'âge permien ne semble guère douteux, il fournit, contre l'attribution au Jurassique des couches de la Petschora, un argument de valeur au moins égale à celui qu'on peut tirer, en faveur de leur assimilation à celles de l'Altaï et de la Tongouska, des affinités qu'offrent avec certaines espèces de ces dernières quelques-uns des fragments de Fougères d'Oranetz, ou même de l'identité apparente des feuilles rapportées de part et d'autre au *Rhiptozamites Gæpperti*.

Au surplus, le *Rhiptozamites Gæpperti* ne saurait faire obstacle à ce que les couches de la Petschora fussent considérées comme

(1) Cf. fig. 19 et 20, pl. VII, et fig. 5 et 8, pl. I (*loc. cit.*).

permienes, car Schmalhausen lui-même lui a rapporté également des feuilles provenant des dépôts permien d'Artinsk (1), où ce *Rhizozamites* se trouve associé notamment au *Psymphyllum expansum*, dont quelques échantillons (2) offrent avec le *Rhipidopsis ginkgoïdes* une analogie sur laquelle il n'est peut-être pas inutile d'appeler l'attention.

On serait donc autorisé à ranger dans le Permien les couches à *Rhipidopsis ginkgoïdes* de la Petschora sans se préoccuper davantage de l'âge des dépôts charbonneux de l'Altaï et de la Tongouska; cependant, si peu précis que soient les rapports qui existent entre leurs flores respectives, il n'est pas sans intérêt d'examiner de plus près la question, car il ne faut pas oublier que jusqu'à la publication du travail de Schmalhausen, les houilles de l'Altaï avaient été regardées comme paléozoïques par tous les auteurs qui s'en étaient occupés, soit au point de vue purement géologique, soit au point de vue paléobotanique.

Examen de la flore de l'Altaï et de la Tongouska inférieure.

Bien que Gœppert n'eût pu assimiler à aucun type spécifique déjà connu les empreintes recueillies dans le bassin de Kousnetz, P. de Tchihatcheff regardait la formation houillère de ce bassin comme correspondant probablement au grès rouge, et représentant la dernière phase de la période paléozoïque (3). M. le Dr H. B. Geinitz concluait que la flore de ce bassin devait correspondre à l'étage supérieur de la série houillère, à la zone des *Fougères* de la Saxe (4). M. Grand'Eury estimait, d'après les quelques échantillons qu'il avait pu examiner (5), qu'on devait avoir affaire là au Houiller moyen. Enfin Schmalhausen avait tout d'abord admis (6) que la flore fossile de la Tongouska inférieure correspondait au terrain houiller, et, d'après l'opinion de Weiss, à la partie la plus infé-

(1) J. SCHMALHAUSEN, Die Pflanzenreste der Artinskischen und permischen Ablagerungen im Osten des Europäischen Russlands, p. 12, 37, pl. V, fig. 6 (*Mém. Comité Géol.*, t. II, n° 4, 1887).

(2) *Ibid.*, pl. III, fig. 10.

(3) P. de TCHIHATCHEFF, Voyage scientifique dans l'Altaï Oriental, p. 378. Paris, 1845.

(4) H. B. GEINITZ, in B. VON COTTA, Der Altaï, p. 178. Leipzig. 1871.

(5) GRAND'EURY, in R. ZEILLER, Détermination des étages houillers à l'aide de la flore fossile, p. 29-31 (note infrapaginale) (*Ann. des Mines*, 7^e sér., t. XII, 1877, p. 365-367.)

(6) *Zeitsch. d. deutsch. geol. Gesellsch.*, t. XXVIII, 1876, p. 416.

rieure de ce terrain. Ce n'est qu'un peu plus tard que, s'appuyant principalement sur les travaux de Heer relatifs à la flore jurassique du Spitzberg et de la Sibérie, qui venaient alors de paraître, il fut amené à rapporter au Jurassique cette flore de la Tongouska inférieure et celle de l'Altaï, tout en reconnaissant la place restreinte que tenaient dans l'une et dans l'autre, mais surtout dans la première, les types franchement jurassiques.

Espèces décrites par Schmalhausen. — Il a décrit, tant de l'Altaï que de la Tongouska, abstraction faite de quelques Algues plus ou moins problématiques et d'un petit nombre de graines ou d'écailles peu caractéristiques pour la plupart, un total de 29 espèces, qu'il a classées de la manière suivante : 7 Equisétinées, 9 Fougères, 4 Cycadinées et 9 Conifères.

Les *Equisétinées*, comprenant 1 *Equisetum* et 6 *Phyllothea*, sont spéciales à ces formations et ne peuvent fournir sur leur âge aucun renseignement précis. On peut seulement faire remarquer que le *Phyll. deliquescens* se rapproche, ainsi que l'a reconnu Schmalhausen, du *Phyll. indica* des couches de Raniganj, qui constituent la partie supérieure de l'étage de Damuda, et que de même le *Phyll. Stschurovskii* offre avec le *Phyll. robusta* des mêmes couches des rapports si étroits, que O. Feismantel s'est demandé (1) s'ils n'étaient pas identiques; d'autre part j'ai observé dans les dépôts westphaliens de l'Asie Mineure une espèce, *Phyll. Rallii*, qui, comme je l'ai dit (2), ne laisse pas de ressembler quelque peu au *Phyll. equisetitoides* de la Tongouska. On voit donc que, si certaines espèces de l'Altaï, telles que *Phyll. Socolowskii*, semblent plus ou moins voisines de leurs congénères du Jurassique, comme le *Phyll. sibirica*, d'autres offrent, par contre, des affinités pour le moins aussi accentuées avec des formes permotriasiques ou même houillères.

Parmi les *Fougères*, l'espèce qui semble venir le plus nettement à l'appui des conclusions de Schmalhausen est celle qu'il a décrite et figurée comme *Asplenium whitbyense*, en s'en tenant du moins aux échantillons de l'Altaï : toutes réserves faites sur l'attribution, fort discutable suivant moi, à l'espèce de Whitby et de Scarborough qui a servi de type à Brongniart, il est impossible de méconnaître la ressemblance de ces échantillons avec quelques-uns de ceux de

(1) O. FEISMANTEL, The fossil Flora of the Lower Gondwanas, II. The Flora of the Damuda and Panchet Divisions, p. 69 (*Palæont. Indica*, ser. XII, vol. III).

(2) R. ZEILLER, Sur la flore des dépôts houillers d'Asie Mineure et sur la présence, dans cette flore, du genre *Phyllothea* (*C. R. Ac. Sc.*, t. CXX, p. 1230, 4 juin 1895).

la Sibérie ou de la région de l'Amour qui ont été figurés par Heer sous ce même nom (1); mais si l'on n'a pas observé jusqu'à présent dans notre Permien d'Europe de formes semblables, à pinnules plus ou moins triangulaires, arquées en faux, à nervures secondaires plusieurs fois divisées, un fragment de penne trouvé par M. Potonié à Manebach et comparé par lui au *Pecopteris tenuis* Brongniart (2) semble cependant dénoter l'existence, à ce niveau, d'un type pour le moins analogue. On peut également signaler, comme s'en rapprochant beaucoup, certaines espèces du Permien des Etats-Unis classées par MM. Fontaine et White comme *Callipteridium*, notamment le *Call. Dawsonianum* (3). Dans tous les cas, ce même type a été retrouvé dans l'Inde dans les couches de Raniganj, et désigné par O. Feistmantel, comme par Schmalhausen, sous le nom d'*Aspl. whitbyense* (4). Quant aux échantillons de la Tongouska figurés sous le même nom, ils rappelleraient plutôt, à mon avis, le *Pecopteris pinnatifida* de nos formations permienues d'Europe.

On en peut dire autant des échantillons décrits et figurés comme *Aspl. petruschinense*, dont quelques-uns cependant feraient peut-être songer plutôt au *Pec. Bredovi*; dans tous les cas il ne me paraît pas qu'on puisse accorder grande confiance à l'identification avec l'*Aspl. petruschinense* de Heer, espèce insuffisamment définie vu le peu d'étendue de l'unique fragment de penne qui la représente.

J'accepterais encore moins volontiers la détermination de l'échantillon de l'Altaï rapporté à l'*Aspl. argutulum* Heer, ce dernier ayant des nervures secondaires plusieurs fois dichotomes, tout au moins les plus inférieures, tandis que le spécimen figuré n'offre que des nervures une seule fois bifurquées, et se rapproche davantage de certains *Pecopteris* cyathoides du Houiller supérieur ou du Permien.

Les autres espèces de Fougères sont regardées comme particulières à l'Altaï ou à la Tongouska inférieure, mais il n'en est pas moins utile d'examiner leurs affinités. L'*Aspl. tunguscanum*, tout d'abord, rappelle singulièrement certains *Sphenopteris* du Stéphanién supérieur de Commeny. Le *Cyathen Tchihatchewi*, qui comprend à la fois le *Sphenopteris anthriscifolia* et le *Sph. imbricata* de Göppert (5), débaptisés, on ne sait pourquoi, par Schmalhausen,

(1) O. HEER, Beitr. z. Jura-Flora Ost-Sibiriens und des Amurlandes, pl. III, fig. 2-4; pl. XX, fig. 6 (*Flora foss. arctica*, t. IV).

(2) H. POTONIÉ, Die Flora des Rothliegenden von Thüringen, p. 6, 98; pl. X, fig. 4.

(3) W. M. FONTAINE and J. C. WHITE, The Permian or Upper Carboniferous Flora of West Virginia and S. W. Pennsylvania, pl. XIII, fig. 1, 2; pl. XIV, fig. 1.

(4) O. FEISTMANTEL, loc. cit., p. 79, pl. XIX A, fig. 2.

(5) In TCHIHATCHEFF, loc. cit., p. 387, pl. 28, fig. 9; pl. 29, fig. 10-13.

offre avec le *Pecopteris leptophylla* Bunbury, du Permien inférieur, une ressemblance telle, que je serais fort porté à croire à leur identité; il ressemble également, mais moins étroitement, à une Fougère de l'étage de Damuda, dans l'Inde, que Feistmantel a décrite comme *Cyathea* cf. *Tchihatchewi*, sans conclure formellement à l'identification. L'*Acrostichum sibiricum* me paraît également infiniment voisin du *Pec. leptophylla*, les figures qui en sont données ne permettant pas de saisir une différence sérieuse entre lui et le *Cyathea Tchihatchewi*. L'*Asplenium Czekanowskii* appartient encore à ce même groupe de Fougères qui gravitent autour du *Pecopteris Pluckeneti*, et il paraît surtout voisin du *Pec. Sterzeli*. Il semble donc qu'on ait affaire, avec ces trois espèces, à des formes stéphanienues ou permienues beaucoup plutôt qu'à des formes jurassiques. Enfin le *Pecopteris recta* paraît se rattacher très directement au groupe du *Pec. dentata*, sinon à cette espèce elle-même.

Quant au *Zamiopteris glossopteroides*, il s'écarte de la plupart des formes que nous sommes accoutumés à rencontrer dans la flore fossile européenne et l'on ne pourrait guère songer à le comparer qu'aux *Lesleya*; mais il se rapproche visiblement de certains types permotriasiques de l'Afrique australe ou de l'Inde, *Rubidgea* ou *Palæovittaria*.

La flore de l'Altaï comprend seule, à l'exclusion de celle de la Tongouska, des *Cycadinées* véritables, décrites sous les noms de *Ctenophyllum fragile*, *Dioonites inflexus* et *Podozamites lanceolatus* var. *Eichwaldi*. Il est difficile de rien dire du *Ctenophyllum fragile*, la caducité de ses pinnules donnant à penser qu'il s'agirait là plutôt d'une forme générique voisine des *Zamites*, mais d'affinités impossibles à préciser. Le *Dioonites inflexus* est un *Pterophyllum*, plutôt qu'un *Dioonites*, et se rapproche au moins autant, avec ses pinnules atténuées en pointe au sommet, des *Pterophyllum* du Stéphanien supérieur ou du Permien que de ceux du Trias ou du Jurassique. Quant aux échantillons réunis sous le nom de *Podozamites lanceolatus* var. *Eichwaldi*, ils sont tellement fragmentaires qu'il est impossible de se prononcer avec certitude sur leur attribution, même générique, et il est permis de se demander si les fragments de feuilles les plus larges (1), à bords parallèles, brusquement tronqués au sommet, appartiennent bien au même type que les fragments plus étroits, à bords plus ou moins convergents (2); il semble néanmoins qu'on ait affaire, avec l'un de ces

(1) SCHMALHAUSEN, *loc. cit.*, pl. V, fig. 4a.

(2) *Ibid.*, pl. V, fig. 3a, 5c.

derniers, à une feuille encore attachée au rachis, c'est-à-dire à un *Podozamites* véritable; le genre *Podozamites* n'ayant, jusqu'à présent du moins, pas été observé au-dessous du Trias supérieur, sa présence dans les couches de l'Altaï fournirait un argument à l'appui de leur attribution à la période secondaire.

Le *Rhptozamites Gœpperti*, au contraire, observé à la fois dans l'Altaï et dans les dépôts de la Tongouska inférieure, et retrouvé ultérieurement dans le Permien d'Artinsk, plaide franchement en faveur du Paléozoïque: les échantillons de la Tongouska, en particulier, montrent, entre les vraies nervures, des stries ou fausses nervures plus fines, qui ne permettent guère de douter qu'il s'agisse là de feuilles de Cordaïtes; au surplus Schmalhausen lui-même était arrivé ultérieurement à cette conclusion et avait à peu près renoncé à voir dans ces feuilles des folioles de Cycadinées (1) comparables à celles des *Podozamites*; seulement, au lieu de réunir à son genre *Rhptozamites* certains Cordaïtes stéphanien ou permien, comme il en exprimait l'idée pour le *Cordaïtes lingulatus*, il semble beaucoup plus naturel de penser qu'on a affaire ici à un véritable *Cordaïtes*, c'est-à-dire à un type qui, nulle part ailleurs, du moins jusqu'à présent, n'a été observé en dehors des formations paléozoïques.

Les *Conifères* enfin comprennent 3 espèces de *Ginkgo*, un *Phœnicopsis*, *Phæn. angustifolia*, un *Czekanowskia*, *Cz. rigida*, et 2 espèces de *Cycloptitys*.

On sait que le genre *Ginkgo* a été trouvé il y a quelques années, d'une part par M. Grand'Eury dans le Permien moyen de l'Oural, d'autre part par M. Renault dans le Permien inférieur de Martenet, près Toulon-sur-Arroux (Saône-et-Loire), et l'on sait aussi combien les espèces de ce genre sont difficiles à délimiter, étant donné les variations de formes qu'on observe sur les feuilles de l'espèce actuelle. Si l'on passe en revue les espèces figurées par Schmalhausen, on remarque tout d'abord que l'une d'elles, le *G. integerrima* de la Tongouska inférieure, présente une grande ressemblance de forme avec l'espèce permienne de Saône-et-Loire, *G. martenensis* B. Renault (1), et l'on pourrait presque se demander s'il ne s'agirait pas là de formes appartenant à un seul et même type spécifique. Les échantillons de l'Altaï rapportés au *G. digitata* sont trop fragmentaires pour qu'on puisse s'assurer de leur identité

(1) SCHMALHAUSEN, Pflanzenpaläontologische Beiträge (Bull. Acad. Imp. des Sciences de St-Petersbourg, t. XXVIII, p. 430-431, 1883).

(2) B. RENAUT, Les plantes fossiles, p. 322, fig. 47 C. Paris, 1888.

avec l'espèce du Spitzberg figurée par O. Heer sous ce même nom. L'attribution d'un autre fragment de feuille au *G. sibirica* est, de l'aveu même de Schmalhausen, encore plus douteuse. Quant au *G. cuneata* et au *G. Czekanowskii*, ils constituent des types nouveaux, d'affinités fort discutables, particulièrement en ce qui regarde ce dernier.

Pour le *Phœnicopsis angustifolia* et le *Czekanowskia rigida*, il faut distinguer entre les échantillons de l'Altaï et ceux de la Tongouska inférieure, en ce sens que ces derniers sont tellement incomplets qu'il est préférable d'en faire abstraction, la détermination, même générique, en étant par trop incertaine. Ceux de l'Altaï semblent bien offrir des feuilles réunies en bouquets, les unes simples, les autres divisées en lanières dichotomes, ressemblant respectivement beaucoup aux deux espèces sibériennes, *Phœn. angustifolia* et *Czek. rigida*, figurées par O. Heer; mais ce sont là des types qui n'ont pas dû varier beaucoup, et, comme l'a fait observer Schenk (1), le *Desmiophyllum gracile* Lesq. de Cannelton en Pensylvanie paraît indiquer la présence, dès le milieu du Houiller, d'un type étroitement allié aux *Phœnicopsis*; en tout cas, des *Phœnicopsis* semblables à ceux de Sibérie se montrent déjà, ainsi que le *Czek. rigida*, dans les couches rhétiennes de Scanie (2), c'est-à-dire sur un niveau quelque peu inférieur à celui que Schmalhausen attribuait aux couches de l'Altaï et de la Tongouska.

Restent les *Cyclopitys*, dont l'un, *Cycl. Heeri*, n'est pas connu ailleurs, et dont l'autre, *Cycl. Nordenskiöldi*, a été considéré par Schmalhausen comme identique au *Pinus Nordenskiöldi* Heer du Spitzberg et de la Sibérie; mais cette identification me semble fort contestable, les figures de Heer indiquant des feuilles striées en long (3), tandis que les échantillons de l'Altaï et de la Tongouska seraient marqués de stries transversales très nettes; l'une des figures données par Heer (4) montre en outre des séries de punctuations alignées de part et d'autre de la nervure médiane, qui semblent devoir correspondre à des bandes de stomates comme on en voit chez beaucoup de Conifères, et dont les dessins de

(1) ZITTEL, Handbuch der Palæontologie, II^e Abth, Palæophytologie, p. 270.

(2) A.-G. NATHORST, Om Floran i Skånes kolförande Bildningar, I. Floran vid Bjuf, p. 96-97.

(3) O. HEER, Beiträge zur Jura-Flora Ost-Sibiriens und des Amur-Landes, pl. IV, fig. 8 c. (*Flora foss. arctica*, t. IV); Beitr. z. foss. Flora Sibiriens u. d. Amur-Landes, pl. II, fig. 7-9 (*Flora foss. arctica*, t. V.)

(4) O. HEER, Beiträge zur foss. Flora Spitzbergens, pl. IX, fig. 3 b (*Flora foss. arctica*, t. IV).

Schmalhausen ne portent aucune trace. Enfin l'échantillon de l'embouchure de la Kaja qu'il a figuré (1) comme preuve de la disposition verticillée des feuilles chez l'espèce sibérienne ne me paraît rien moins que probant, les feuilles ne se suivant pas jusqu'à l'espèce de gaine qui représenterait leur base commune et d'après la forme de laquelle elles auraient dû, d'ailleurs, être toutes étroitement dressées, et non étalées comme elles paraissent au contraire l'avoir toujours été. Schenk a déjà fait, avec beaucoup de raisons, de sérieuses réserves (2) sur l'affinité de ce type avec les *Sciadopitys*, auxquels il ne ressemble, à mon avis, que de fort loin. D'autre part, Schmalhausen a reconnu (3) la très grande ressemblance qu'il présente avec certains *Annularia*, notamment avec *l'Ann. australis* O. Feistm., dont l'attribution générique ne saurait donner prise au doute. On peut également, et mieux encore peut-être, le rapprocher de certaines formes de *Schizoneura*, à feuilles séparées les unes des autres jusqu'à la base, comme quelques-unes de celles que O. Feistmantel a figurées pour le *Schiz. gondwanensis* (4) de l'étage de Damuda. Je crois donc, en fin de compte, qu'il faut voir là non point une Conifère, mais bien une Equisétinée, alliée de près à certaines formes houillères ou tout au moins permotriasiques, et le *Cyclopitys Heeri* me paraît être dans le même cas.

Enfin, parmi les empreintes de la Tongouska considérées par Schmalhausen comme des « écailles de Gymnospermes, » il en est quelques-unes (5) qui offrent l'apparence de folioles détachées de Névroptéridées beaucoup plutôt que d'écailles, et qu'il est, à ce titre, utile de signaler.

En somme, la flore de l'Altaï et de la Tongouska inférieure présente des caractères assez ambigus, et il n'est pas surprenant que Schmalhausen ait conclu ainsi qu'il l'a fait, étant donné surtout qu'à l'époque où il a publié son étude, les couches à *Phyllothea* de l'Inde et de l'Australie étaient unanimement regardées comme jurassiques par tous les paléobotanistes de l'Europe.

On sait aujourd'hui qu'une partie au moins d'entre elles appartiennent au Permien, sinon même au Houiller supérieur; d'autre

(1) SCHMALHAUSEN, *loc. cit.*, p. 39 (note 1), pl. IX, fig. 8.

(2) ZITTEL, *Handb. d. Paläont.*, II^e Abth., Paläophytol., p. 293.

(3) SCHMALHAUSEN, *Pflanzenpaläontologische Beiträge (Bull. Acad. Imp. des Sciences de St-Petersbourg)*, t. XXVIII, p. 427.

(4) O. FEISTMANTEL, *loc. cit.*, pl. III A, fig. 3; pl. V A, fig. 2; pl. VI A, fig. 2; pl. VII A, fig. 1-2; pl. VIII A, fig. 5.

(5) SCHMALHAUSEN, *Beitr. z. Jura-Flora Russlands*, pl. XV, fig. 13 c, 14 a, 15, 16.

part de nouvelles découvertes sont venues montrer l'existence en Europe même ou aux Etats-Unis, soit à la base du Permien, soit dès le sommet du Houiller supérieur, au milieu d'une flore absolument normale par l'ensemble de ses caractères, de types qu'on avait longtemps regardés comme appartenant en propre à la flore secondaire, tels que des Fougères plus ou moins analogues au *Pecopteris whitbyensis*, des *Zamites*, des *Ptetophyllum*, des *Ginkgo*. Les éléments dont on dispose comme termes de comparaison pour la détermination de l'âge de cette flore fossile de l'Altaï et de la Tongouska ne sont donc plus les mêmes aujourd'hui qu'en 1879, et c'est pour ce motif qu'il m'a paru nécessaire de procéder à l'examen critique auquel je viens de me livrer.

Formes secondaires. — L'identification du *Cycloptys Nordenskiöldi* Schmalh. avec le *Pinus Nordenskiöldi* Heer étant laissée de côté comme douteuse, pour les raisons que j'ai exposées, il ne resterait, en faveur de l'assimilation proposée par Schmalhausen, que le *Phœnicopsis angustifolia*, le *Czekanowskia rigida*, le *Podozamites lanceolatus* var. *Eichwaldi* dont j'ai fait remarquer l'insuffisante conservation, et, comme moins caractéristiques, l'*Asplenium whitbyense* et le *Ginkgo digitata*, ceux-ci pouvant peut-être aussi bien appartenir à des formes plus anciennes. A ne considérer que ces espèces, on serait, en tout cas, en droit de rapporter les couches de l'Altaï et de la Tongouska, non au Jura brun, mais au Rhétien, dans lequel on retrouve les mêmes formes spécifiques ou tout au moins des formes infiniment voisines, les fragments de Fougères décrits comme *Aspl. whitbyense* ressemblant plus encore à certaines espèces rhétiennes, au *Pecopteris Ræsserti*, par exemple, qu'au véritable *Pec. whitbyensis* (1).

Formes permocarbonifères. — Par contre, plusieurs des Fougères observées, *Cyathea Tchihatchewi*, *Acrostichum sibiricum*, *Asplenium Czekanowskii*, et surtout le *Rhizozamites Gœpperti* paraissent diffici-

(1) On pourrait, du reste, faire une remarque analogue pour la flore du Cap Boheman au Spitzberg, ainsi que pour la flore jurassique de la Sibérie et de la région de l'Amour, et se demander si c'est bien au Jura brun que doivent être rapportées les couches d'où proviennent les empreintes étudiées par O. Heer. En effet, la plupart des espèces considérées par lui comme oolithiques, parmi les Fougères notamment, se trouvent déjà dans le Lias inférieur, à Steierdorf notamment ; et s'il est malaisé, étant donné la ressemblance si étroite de la flore liasique inférieure avec la flore du niveau de Scarborough, de se prononcer entre elles sans hésitation, il est difficile, d'autre part, de ne pas être frappé de certaines affinités, que présentent ces flores du Spitzberg ou de la Sibérie avec la flore du Lias inférieur ou même du Rhétien : il y a lieu de remarquer notamment, parmi les Cycadées, l'abondance des

lement compatibles avec cette attribution, la flore secondaire ne renfermant, à ce qu'il semble, aucun type auquel on puisse les assimiler, et toutes leurs affinités, pour ne pas dire plus, étant avec des espèces paléozoïques, stéphanienues ou permienues. Le *Dioonites inflexus* et le *Ginkgo integerrima* semblent de même plutôt permienus que secondaires. Enfin les *Phyllothea*, le *Zamiopteris glossopteroides* et les *Cyclopterys* se rapprochent surtout de certaines formes permienues ou permotriasiques de l'Australie ou de l'Inde.

Observations et Conclusions. — On se trouve donc, avec ces deux séries de plantes, en présence d'une opposition assez singulière, et dans l'état actuel de nos connaissances il est difficile de trancher la question. Toutefois, et si l'on songe surtout à la ressemblance des *Phœnicopsis* avec le genre *Desmiophyllum* du Houiller, à celle des *Czekanowskia* avec les *Trichopitys*, et à la très imparfaite conservation des échantillons de l'Altaï classés comme *Podozamites*, il semble que les deux groupes d'arguments ne soient pas de valeur égale et que la balance doive pencher, pour l'attribution de ces couches, en faveur du Permien inférieur plutôt que du Rhétien; si même on ne considérerait que celles de la Tongouska, c'est à peine s'il pourrait rester un doute. Mais les éléments permienus ou d'affinités permienues dont j'ai signalé tout à l'heure la présence dans la flore de l'Altaï, telle que la montre le travail de Schmalhausen, ne sont pas les seuls qu'il y ait à prendre en considération.

M. le Dr H. B. Geinitz a figuré, en effet, sous le nom de *Lepidodendron Serlii* (1), un rameau provenant de Kuria, sur le versant nord de l'Altaï, qui ne peut guère appartenir, comme il l'a admis, qu'à une Lépidodendrée, la présence, sur les cicatrices foliaires, des trois cicatricules ponctiformes qu'il dit y avoir observées, fournissant à cet égard un caractère d'une indiscutable valeur.

D'autre part, M. Ludovic Breton, l'ingénieur bien connu du Pas-de-Calais, a eu l'amabilité de me rapporter, il y quelques mois,

Podozamites et des *Anomozamites*, la présence de *Pterophyllum* extrêmement voisins du *Pterozamites Münsteri*, comme le *Pteroph. Helmersianum* du Haut-Amour; de même le *Ctenopteris Obergiana* du Cap Boheman paraît être un type plutôt rhétien qu'oolithique; le *Nilssonia orientalis* d'Ajkît sur la Léna rappelle singulièrement le *Nilss. polymorpha*; le *Phœnicopsis speciosa* et le *Czekanowskia rigida* ont été retrouvés par M. Nathorst dans le Rhétien de Scanie; enfin les *Leptostrobus* semblent alliés de bien près aux *Voltzia* triasiques. Je ne prétends pas, bien entendu, que le classement de Heer soit erroné, mais je crois que la question mériterait d'être étudiée, et il ne m'a pas paru inutile d'appeler, en passant, l'attention sur ce point.

(1) H. B. GEINITZ in COTTA, loc. cit., p. 170, pl. VII, fig. 5, 6.

d'un voyage dans le bassin même de Kousnetzk, trois échantillons de plantes fossiles, dont deux représentent des feuilles de Cordaïtes assimilables au *Rhiphozamites Gopperti*, mais dont le troisième n'est autre chose qu'un *Knorria*, tout à fait semblable à ceux qu'on trouve dans le Houiller ou dans le Permien avec les Lépidodendrées : or je ne crois pas que d'autres plantes que les Lépidodendrées aient donné lieu à des moules internes semblables, et qu'on ait jamais observé des *Knorria* ailleurs que dans les formations paléozoïques.

La présence de Lépidodendrées dans les couches charbonneuses de l'Altaï ne semble donc guère douteuse, et ce serait là un argument topique en faveur de leur attribution au Permien. On se trouverait ainsi ramené à la conclusion posée dès 1845 par Tchihatcheff. Je rappelle, d'autre part, que dans une récente notice, M. Helmhacker (1) a fait observer que ces couches paraissaient faire directement suite aux couches carbonifères sur lesquelles elles reposent en stratification concordante, et que les résultats des études stratigraphiques se trouvaient ainsi en opposition avec ceux de l'étude paléobotanique de Schmalhausen. Enfin, tout dernièrement, M. Vénukoff a publié sur le bassin de Kousnetzk un travail (2) dont j'ai eu connaissance, au cours même de la rédaction de la présente note, grâce à l'obligeance et à l'érudition inépuisables de notre confrère M. de Margerie, et dans lequel il n'hésite pas à rattacher les houilles de l'Altaï au système carbonifère. Il invoque comme preuve non seulement les conditions stratigraphiques générales du bassin, mais les fossiles rencontrés dans les schistes intercalés entre les bancs de houille, et parmi lesquels il cite « *Posidonomya Becheri*, *Carbonicola carbonaria*, quelques espèces des genres *Carbonicola* et *Anthracosia*, et des restes de petits Crustacés ». Le *Posidonomya Becheri* serait du Culm, tandis que le *Carbonicola carbonaria* est du Permien inférieur; mais la détermination spécifique de ces sortes de coquilles est si délicate qu'il n'y a pas lieu sans doute d'attacher grande importance à cette contradiction : il est certain, d'après la constitution de leur flore, que les couches de houille du bassin de Kousnetzk n'appartiennent pas au Culm, tandis que, comme je l'ai montré, de nombreux indices tendent à les faire considérer comme

(1) R. HELMHACKER, Die Mineral-Kohlen in Russisch-Asien (*Zeitsch. f. praktische Geologie*, t. I, 1893, p. 55).

(2) P. VÉNUKOFF, Les dépôts carbonifères du bassin de Kousnetzk (en russe, avec résumé en français) (*Travaux de la Section Géol. du Cabinet de S. M.*, t. I, livr. 2, p. 87. St-Petersbourg, 1895).

permienues. En tout cas la présence des genres *Anthracosia* et *Carbonicola* constitue un argument de plus à l'encontre des conclusions de Schnalhausen et en faveur de l'attribution au Paléozoïque.

On serait donc tenté de regarder la question comme tranchée, et il me paraît fort probable que c'est dans ce sens qu'elle se résoudra en effet; mais quelques raisons qu'il y ait dès aujourd'hui pour classer ces couches dans le Permien plutôt que dans le Jurassique, il me paraît plus sage, pour le moment, de demeurer sur la réserve, jusqu'à ce qu'une nouvelle étude, entreprise sur des matériaux plus complets, fournisse à cet égard des renseignements décisifs. Il est à souhaiter que lorsque la création de nouveaux moyens de transport, par l'exécution du Transsibérien, aura permis de donner à l'exploitation du bassin de Kousnetzki le développement que comportent les richesses qu'il renferme, la récolte des fossiles, tant animaux que végétaux, n'y soit pas négligée, et que le Service géologique du Cabinet Impérial veille à la constitution de collections paléontologiques soigneusement établies, avec indication exacte de la provenance de chaque échantillon. L'étude de collections semblables donnera certainement de très utiles résultats, et permettra de se rendre compte à la fois de l'âge exact de ces couches et de la constitution de la flore du Centre de l'Asie à l'époque correspondant à leur formation.

La connaissance plus complète de cette flore présenterait un intérêt tout spécial, à raison du mélange qu'elle paraît offrir, de formes paléozoïques et de formes secondaires d'une part, de types appartenant à la flore fossile normale de l'Europe et de types appartenant à la flore à *Glossopteris* d'autre part : il semble, en effet, qu'on ait affaire là à la fois à une région intermédiaire entre deux provinces botaniques différentes et à une phase de transition entre deux périodes consécutives.

Ce n'est pas la première fois, du reste, qu'on observe des mélanges analogues, et la flore permienne inférieure a déjà donné lieu à plus d'une observation du même genre : depuis quelques années notamment, au fur et à mesure des nouvelles études dont elle a fait l'objet, on y a constaté la présence d'un nombre de plus en plus grand de types végétaux considérés précédemment comme absolument caractéristiques de la période secondaire, *Pterophyllum*, *Zamites* ou formes affines, *Sphenozamites*, *Trichopitys*, *Baiera*, *Ginkgo*, qui semblent là à leurs débuts, et dont la présence permet précisément de penser que les quelques autres

types secondaires observés à Kousnetzki peuvent bien n'être pas incompatibles avec l'attribution au Permien des couches de ce bassin.

Observations sur le caractère de la flore à *Glossopteris*.

Je crois devoir faire remarquer, par la même occasion, que c'est, au moins en partie, à raison de mélanges du même genre qu'on a si souvent mentionné la « flore à *Glossopteris* » de l'Inde et de l'Australie comme ayant un « caractère mésozoïque, » tandis qu'en fait elle ne mérite nullement, à mon avis, d'être considérée comme telle. Il est parfaitement exact que O. Feistmantel a trouvé en Australie, dans les couches de Newcastle, un *Brachyphyllum* analogue à certaines Conifères infraliasiques ou jurassiques, que de même il a observé dans l'Inde, dans les *Lower Gondwanas*, des formes alliées de très près à quelques-unes de nos espèces du Trias, *Nevropteridium*, *Merianopteris*, *Schizoneura*, *Voltzia*, etc., que, d'autre part, des *Phyllothea* se sont retrouvés dans le Jurassique, en Italie aussi bien qu'en Sibérie ; mais faut-il conclure de là que l'ensemble de la flore affecte un faciès secondaire ? A ce compte, on serait fondé à en dire autant de notre flore permienne inférieure, ce qui ne viendra certainement à l'idée d'aucun paléobotaniste sérieux. Sans doute les *Phyllothea* tiennent quelque place dans la flore des couches à *Glossopteris*, mais ils n'y sont pas aux premiers rangs, et si nous rencontrons encore dans le Jurassique quelques-uns de leurs congénères, il est impossible de prétendre qu'ils y constituent l'un des types les plus caractéristiques de la flore et que le genre *Phyllothea* doive être tenu pour un genre essentiellement secondaire : s'il vient à être établi que les couches de l'Altaï et de la Tongouska inférieure, où il est si largement représenté, sont réellement permienes ainsi que je le présume, il faudra bien plutôt considérer les *Phyllothea* comme un genre principalement permien, ayant ses racines dans le Westphalien d'une part, et ayant persisté d'autre part, avec quelques rares survivants, jusque dans le Jurassique. Quant aux autres types génériques des couches à *Glossopteris*, de beaucoup les plus caractéristiques, les *Glossopteris* et les *Gangamopteris* en particulier, ce n'est que par suite d'une erreur, depuis longtemps reconnue, qu'on avait vu en eux des types secondaires, les *Sagenopteris*, primitivement confondus avec les *Glossopteris* ou considérés tout au moins comme leurs très proches

alliés, n'ayant en réalité aucun lien de parenté avec eux; je crois même, ainsi que je l'ai dit récemment (1), qu'il ne faut voir autre chose que des *Glossopteris* à feuilles réunies en bouquet dans les échantillons des Gondwanas inférieurs rapportés par Feistmantel, non sans quelque doute d'ailleurs, aux *Sagenopteris*, de telle sorte que ce dernier genre ne serait pas représenté dans la flore des couches à *Glossopteris*. Enfin, sans parler du *Trizygia speciosa* de l'étage de Damuda, qui n'est qu'un *Sphenophyllum*, voisin surtout du *Sphen. oblongifolium* de nos formations stéphanienues et permienues, l'affinité des *Næggerathiopsis* avec nos Cordaïtes ne permet pas de les considérer autrement que comme un type franchement paléozoïque. Dans les couches les plus anciennes du bassin de Newcastle, les *Lower Coal-Measures* de Greta, on trouve encore un genre nettement houiller, un *Annularia*, *Ann. australis*, associé au *Phyllothea australis*, aux *Glossopteris* et au *Næggerathiopsis prisca*. Inversement, au sommet de la série, dans les couches de Hawkesbury et de Wianamatta en Nouvelle-Galles du Sud, dans les *Upper Coal-Measures* de Tasmanie, comme dans l'étage indien de Paunchet ou dans l'étage de Stormberg en Afrique australe, les types secondaires se multiplient, mais les *Gangamopteris* et les *Næggerathiopsis* ont alors disparu, et s'il n'en est pas de même partout pour les *Glossopteris*, du moins semblent-ils en décroissance marquée et n'en retrouve-t-on plus que quelques rares représentants çà et là. Ainsi, de ces formes typiques de la flore à *Glossopteris*, les unes, les plus nombreuses, n'ont pas atteint le sommet du Trias; les autres n'y sont arrivées que clairsemées et n'ont guère dû s'élever plus haut (2).

Il est donc tout à fait inexact de parler du « caractère secondaire » de la « flore à *Glossopteris*, » et il m'a paru qu'il n'était pas inutile d'en faire la remarque, comme suite aux observations que j'ai présentées, d'une part sur l'association du *Rhipidopsis ginkgoïdes* avec les *Gangamopteris* dans les couches de Bajo de Velis, d'autre part sur la constitution et la signification de la flore de l'Altaï et de la Tongouska inférieure.

(1) *B. S. G. F.*, 3^e sér., t. XXIV, p. 371.

(2) O. Feistmantel signale, il est vrai (*Fossil Flora of the Gondwana system*, t. II, p. 90), la présence dans la flore de Jabalpur, au sommet des *Upper Gondwanas*, de fragments de feuilles d'un *Glossopteris* peut-être identique au *Gl. communis*; mais la réapparition de ce type, absent de toute la série inférieure du même étage, semble si singulière, et si peu d'accord avec ce que l'on constate en Australie, comme dans l'Afrique australe, qu'il est permis de se demander si l'observation mérite une confiance absolue et s'il n'y aurait pas eu peut-être confusion de provenance ou erreur de détermination, l'attribution générique de fragments de frondes aussi incomplets n'étant rien moins qu'indiscutable.

Résumé.

Les diverses conclusions auxquelles je suis arrivé dans cette étude, peuvent se résumer ainsi qu'il suit :

1° Les dépôts à *Necropteridium validum*, à *Gangamopteris* ou *Glossopteris*, et à *Næggerathiopsis Hislopi* de la République Argentine doivent, comme l'ont admis MM. Kurtz et Bodenbender, être rapportés au commencement de l'époque permienne, et les plus septentrionaux d'entre eux, ceux de Trapiche, paraissent marquer la limite commune entre les deux grandes provinces botaniques de cette époque.

2° Les couches de la Petschora, à *Rhipidopsis ginkgoïdes* et à *Rhipiozamites Gæpperti* doivent être également considérées comme permienues, et non pas comme jurassiques.

3° Il en est très probablement de même des couches charbonneuses de l'Altaï et de la Tongouska, rapportées au Jura brun par Schmalhausen; mais ici les indications tirées de l'étude de la flore semblent quelque peu contradictoires, et bien que l'attribution au Permien ait pour elle les arguments paléontologiques les plus nombreux et les plus significatifs, corroborés par les observations stratigraphiques, il est préférable de laisser la question en suspens et d'en remettre la solution à une étude paléobotanique approfondie à entreprendre ultérieurement sur des matériaux plus complets.

4° Enfin, si l'on se reporte à la constitution de la flore à *Glossopteris*, on voit qu'elle est essentiellement composée de types, les uns exclusivement permienus, à ce qu'il semble, comme les *Gangamopteris*, d'autres, comme les *Glossopteris* et les *Phyllothecca*, commençant à l'époque houillère, ayant leur développement maximum dans le Permien, et décroissant ensuite rapidement, d'autres encore nettement affines à des types paléozoïques, comme les *Næggerathiopsis*, qu'ainsi c'est tout à fait à tort qu'on l'a souvent désignée comme ayant un caractère secondaire, les types vraiment secondaires n'y tenant qu'un rang effacé et n'apparaissant pas plus tôt dans l'Inde ou en Australie que dans l'hémisphère boréal.

NOTE ADDITIONNELLE.

Les pages qui précèdent étaient à l'impression, lorsque j'ai eu connaissance d'une note, publiée en 1891 (1), dans laquelle M. Kosmovsky a formulé sur la flore fossile de l'Altaï, de la Tongouska inférieure et de la Petschora, des observations analogues, à plusieurs égards, à une partie de celles que je viens moi-même de présenter. M. Kosmovsky a été frappé de la ressemblance qui existe entre quelques-unes des espèces décrites par Schmalhausen et certains types spécifiques de la flore fossile de l'Inde : il lui a paru notamment qu'il y avait identité entre le *Rhptozamites Gæpperti* et le *Næggerathiopsis Hislopi*, auquel il assimile également le *Cordaites lancifolius* d'Artinsk ; il rapproche d'autre part le *Zamiopteris glossopteroides* des *Gangamopteris*, en particulier du *Gang. major* et du *Gang. cyclopteroides*, var. *attenuata*. Admettant, pour les autres espèces, les déterminations de Schmalhausen, il trouve que la flore de ces trois groupes de gisements, prise dans son ensemble, possède en commun, d'abord avec la flore des *Upper Gondwanas* l'*Asplenium whitbyense* et le *Podozamites lanceolatus*, ensuite avec celle de l'étage de Damuda certains *Phyllothea*, l'*Asplenium whitbyense*, le *Cyathea Tchihatchewi* et le *Rhipidopsis ginkgoïdes*, et enfin avec celle de Karharbari et de Talchir le *Zamiopteris glossopteroides* (assimilé à un *Gangamopteris*) et le *Næggerathiopsis Hislopi* (*Rhptozamites Gæpperti*). Il conclut de là que la flore de l'Altaï ne correspond pas seulement au Jurassique, mais à un ensemble de trois systèmes géologiques, Permocarbonifère, Trias et Jurassique ; quant aux couches de la Petschora, dépourvues de formes jurassiques typiques, elles lui paraissent pouvoir être assimilées à l'étage de Damuda, et ne pas être, par conséquent, plus récentes que le Trias.

Sur ce dernier point, je me trouve d'accord, ou à peu près, avec M. Kosmovsky, en ce sens que l'assimilation des couches de la Petschora avec celles de Barakar, c'est-à-dire avec la partie la plus inférieure de l'étage de Damuda, me paraît admissible ; mais je les regarderais comme permienues plutôt que comme triasiques.

Quant à la flore de l'Altaï, ses rapports avec la flore indienne me semblent moins étroits que ne le pense M. Kosmovsky, qui n'a,

(1) C. Kosmovsky, Quelques mots sur les couches à végétaux fossiles dans la Russie orientale et la Sibérie (*Bull. Soc. Imp. des Natur. de Moscou*, 1891, n° 1, p. 170-177).

d'ailleurs, envisagé qu'un côté de la question et n'a pas recherché les affinités que cette flore pouvait avoir avec les flores fossiles de nos régions, avec notre flore permocarbonifère en particulier. Or les *Rhiptozamites* sont, à mon avis, beaucoup plus intimement liés avec les *Cordaites* qu'avec les *Næggerathiopsis*, chez lesquels on n'observe pas de fausses nervures plus fines entre les nervures véritables, et qui, comme je l'ai fait observer (1), s'écartent par là de nos Cordaïtées. D'autre part, l'assimilation du *Zamiopteris glossopteroides* aux *Gangamopteris* est inacceptable, cette espèce ayant les nervures libres, tandis que celles des *Gangamopteris* sont anastomosées ; il est vrai toutefois que le genre *Zamiopteris* se rapproche d'un genre de la flore indienne, ainsi que je l'ai indiqué, à savoir du genre *Palaeovittaria*. Mais où je m'écarte complètement de M. Kosmovsky, c'est sur la question de l'âge de cette flore, qui d'après lui correspondrait à une période singulièrement vaste, puisqu'elle irait du Permien jusqu'au Jurassique, et je ne m'étonne pas que Schmalhausen se soit refusé (2), pour ainsi dire sans discussion, à adhérer à de semblables conclusions. On est tenté sans doute, lorsqu'on se trouve ainsi en présence d'une série de types qui semblent d'âges différents, de penser que le gisement dont ils proviennent correspond à plusieurs époques ; mais encore faut-il que ces divers types n'aient pas été trouvés tous au même niveau, et que l'ordre de superposition dans lequel on les rencontre concorde avec l'âge relatif qui leur est attribué. Or ici il n'en est nullement ainsi, et Schmalhausen avait lui-même pris soin de faire remarquer (3) que les diverses espèces observées par lui se retrouvaient presque toutes ensemble aux divers niveaux dans lesquels on avait recueilli des empreintes et « appartenaient forcément à une seule et même période géologique ». C'est ainsi notamment que les schistes argilo-sableux qui couronnent la série des dépôts charbonneux du bassin de Kousnetzk renferment à la fois les *Phyllothea deliquescens* et *Phyll. Stschurowskii*, les *Asplenium whitbyense* var. *tenue*, et *Aspl. petruschinense*, le *Cyathea Tchihat chewi*, le *Pecopteris recta* et le *Rhiptozamites Gæpperti*, c'est-à-dire les formes qui pourraient paraître les plus récentes, associées aux plus anciennes.

Si donc M. Kosmovsky est dans le vrai en signalant certaines affinités entre la flore fossile de l'Altaï et la flore permotriasique de

(1) *B. S. G. F.*, 3^e sér., t. XXIV, p. 373, 374.

(2) SCHMALHAUSEN, *Bull. Soc. Imp. Nat. Moscou*, 1891, n^o 4, p. 597-598.

(3) SCHMALHAUSEN, *Beiträge zur Jura-Flora Russlands*, p. 9.

l'Inde, affinités que j'avais également relevées avant d'avoir eu connaissance de ses observations, sa conclusion, telle du moins qu'il la formule, me paraît absolument inacceptable. Je crois, me référant aux arguments que j'ai fait valoir, qu'on a affaire là à une flore d'âge uniquement permien, mais qui renferme déjà, à côté des formes paléozoïques, quelques formes de la flore secondaire venant de faire leur apparition, et qui comprend à la fois des types de la flore de nos régions et des types de la flore de la région indienne; toutefois il me semblerait prématuré, je le répète, de regarder dès aujourd'hui la question comme définitivement tranchée.

M. **Paquier** fait une communication sur les *Rudistes* du crétacé de la vallée du Rhône.

MM. **Douvillé** et de **Lapparent** présentent quelques observations.

SUR LA FAUNE DE PASSAGE
DU BAJOCIEU AU BATHONIEU AU SUD DU DÉTROIT POITEVIN

(Réponse à M. Jules WELSCH)

par M. Ph. GLANGEAUD.

Dans ses deux dernières notes (*C. S. somm.*, 27 avril et 18 mai), M. Welsch pense que dans mon travail « *Le Jurassique à l'Ouest du Plateau Central* », j'ai réuni au moins partiellement deux faunes, celle de la zone à *Cosm. garantianum* et celle de la zone à *Perisph. zigzag*. Il est regrettable que le savant professeur de la Faculté de Poitiers n'ait pas lu la discussion assez longue que j'ai établie sur les faunes du Bajocien supérieur et du Bathonien inférieur. S'il avait eu également connaissance des travaux de MM. Munier-Chalmas, de Grossouvre, Haug, Kilian, etc., sur le même sujet, il aurait su qu'un certain nombre de formes de Bajocien supérieur montent dans le Bathonien inférieur.

Pour mon compte, j'ai recueilli en place dans le banc pourri, base du Bathonien, avec *Per. zigzag* et *Morph. polymorphum* les espèces suivantes qui existent dans le Bajocien supérieur : *Parkinsonia Parkinsoni*, *Perisphinctes Martiusi*, *Oppelia subradiata* et même *Cosmoceras niortense* qui a cependant été prise par plusieurs géologues pour caractériser le Bajocien supérieur.

Des faits analogues avaient été déjà signalés par un certain nombre d'auteurs. Ils indiquent, une fois de plus, qu'il faut surtout considérer un ensemble faunique pour caractériser une zone. Dans le cas actuel, je n'ai trouvé qu'une seule espèce, assez commune : *Cosm. garantianum*, pour caractériser le Bajocien supérieur, et deux espèces : *Morphoceras polymorphum* et *Perisphinctes zigzag*, pour caractériser le Bathonien inférieur.

Ce n'est donc pas un mélange de faunes que j'ai signalé dans mon travail, mais un passage d'un certain nombre d'espèces bajociennes dans le Bathonien.

Il est donc très probable que si M. Welsch a placé dans le Bajocien, ainsi que les termes de sa note semblent l'indiquer, toutes les couches renfermant les espèces passant de cet étage dans le Bajocien, il a fait une confusion regrettable.

SUR CERTAINES PARTICULARITÉS
DE LA COMBE DES PRÉS DANS LE JURA,

par M. l'abbé BOURGEAT.

La Combe des Prés, dans le Jura, est une dépression en forme de boutonnière ellipsoïdale qui s'étend à quelques kilomètres au nord de Saint-Claude et qui réalise à merveille le type des vallées anticlinales dominées de toutes parts par des escarpements d'âge plus récent. Elle mesure à peu près sept kilomètres de long sur trois de large. L'eau n'y trouve aucun écoulement au dehors, et les puits perdus ou *empossieux* y sont en très grand nombre. Son fond est presque tout entier formé d'Oxfordien, mais vers la partie sud, c'est-à-dire du côté de Saint-Claude, on y voit affleurer sur une longueur de plus de trois kilomètres, le Kellovien, le Bathonien et le Bajocien, butant par une faible courbe contre les assises oxfordiennes qui supportent les escarpements du bord nord-ouest de la Combe.

La coupe ci-jointe fait comprendre cette disposition.

On y rencontre de nombreux lambeaux de glaciaire, dont quelques blocs ne peuvent provenir, comme je l'ai déjà montré précédemment, que des sommets de la Dôle ou du Noirmont.

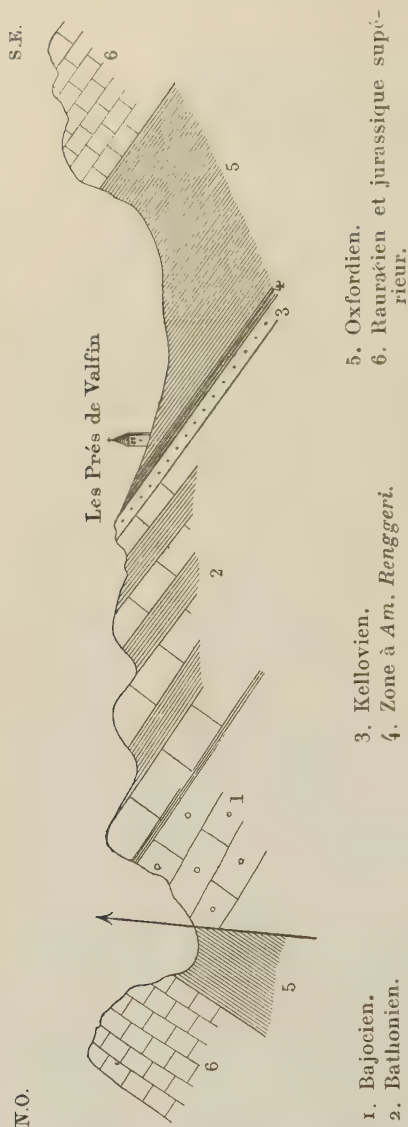
Les particularités que j'ai à signaler sur cette Combe sont les suivantes :

1^o Nulle part je n'y ai trouvé, ni à la limite du Bajocien ou du Bathonien, ni plus haut ou plus bas, l'*Ostrea Marshii*, si commune cependant vers le sommet du Bajocien à Prénovel et aux Piards, à quelques kilomètres à l'Ouest.

2^o A la limite du Bajocien et du Bathonien il existe un banc grumeleux très riche en térébratules biciplicées, dont je ne saurais dire le nom.

3^o Dans le Bathonien, on trouve à trois reprises des assises de marnes grises et sèches offrant aux trois niveaux le même aspect, mais non la même épaisseur.

La faune de ces marnes est surtout formée de Lamellibranches dont les principales espèces sont les suivantes :



Pholadomya Murchisonæ Sow.
 — *media* Ag.
Homomya gibbosa Sow.
 — *Vezelayi* Ley.
Pleuromya Marginata Ag.
Thracia sp.
Corymbia lens Ag.
Gresslya humulata Ag.
Ceromya plicata Ag.
Goniomya angulifera Sow.
Modiola cuneata Sow.
 — *Sowerbyi* d'Orb.
Pinna ampla Sow.
Lima gibbosa It.
Trigonia costata Lamarck.

Il s'y. reneontre aussi deux espèces d'Oursins savoir :

Holctypus depressus Les.
Pygurus depressus.

avec quelques Ammonites du groupe des Perisphinctes.

Or, bien que le Bathonien mesure plus de 70 mètres d'épaisseur, les trois niveaux marneux ne contiennent pas seulement tous les trois des Lamellibranches, mais à peu près la même faune qui fait défaut dans les calcaires intercalés aux marnes. On voit là que la répétition des mêmes faciès ou des mêmes conditions de vie ramène là les mêmes organismes.

On constate néanmoins que les *Pholadomya Murchisonæ*

et *media* sont moins grosses dans le niveau supérieur que dans les deux niveaux d'en bas.

En retour la *Trigonia costata* est plus forte vers le niveau du sommet.

A ce dernier niveau, la *Pholadomya gibbosa* atteint aussi des proportions colossales.

Enfin, dans le même niveau supérieur, outre les fossiles des niveaux inférieurs et moyens, on rencontre encore en un point de tout petits *Mytilus*, en un autre des *Gastéropodes* et sur une certaine étendue dans de la terre rouge des petites Ammonites pyriteuses.

4. Les fossiles des trois niveaux ne sont pas uniformément répartis sur toute l'étendue des affleurements, mais ils s'y trouvent par nids comme cela a lieu pour les petits *Mytilus* et les *Gastéropodes* dont nous venons de parler.

Si l'on prend par exemple le niveau supérieur, celui qui est le plus facile à suivre, on voit que ce sont les *Mytilus* et les *Cardium* qui dominent au voisinage des Prés de Valfin. Plus au nord-est, dans les mêmes couches, ce sont d'abord les *Pholadomya gibbosa*, puis les *Pholadomya media*, puis enfin les *Trigonia costata*.

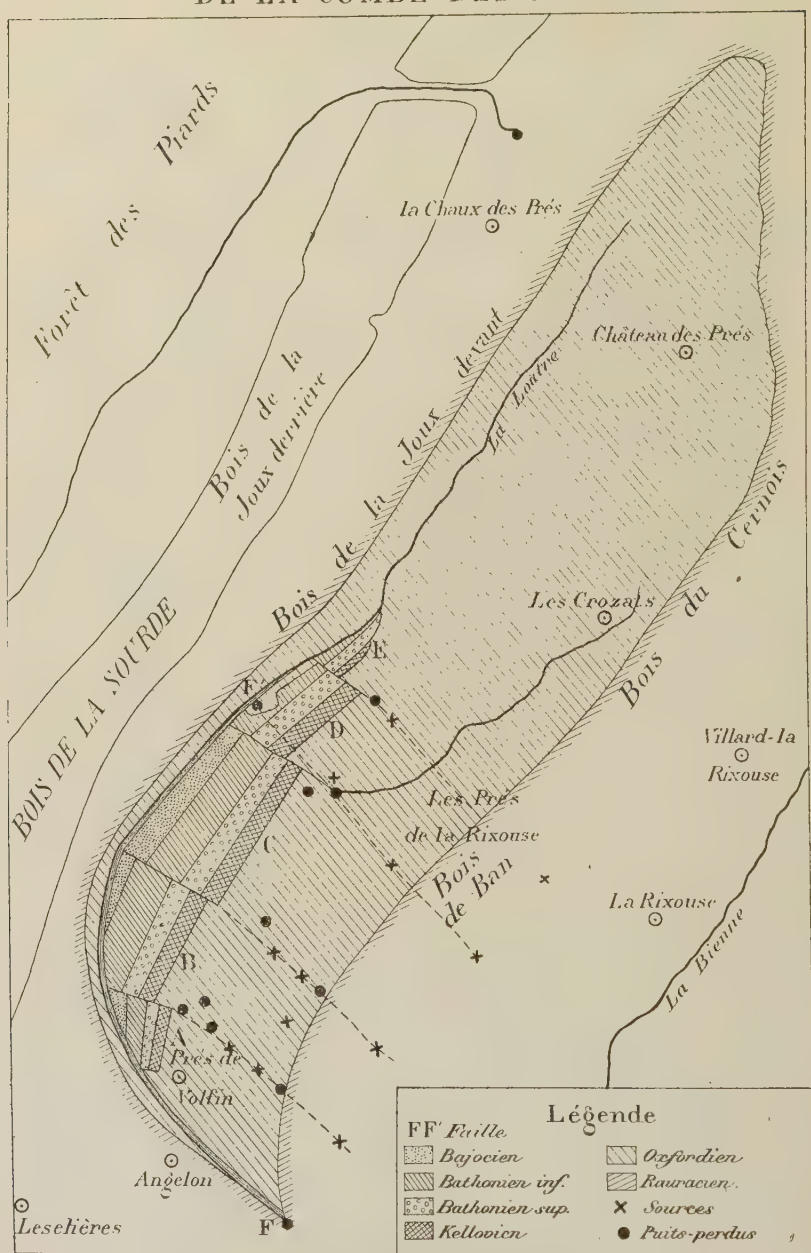
5. Les petites Ammonites pyriteuses se rencontrent vers la base du niveau marneux supérieur dans un mince lit de terre rouge. Je ne les ai pas observées sur toute l'étendue de l'affleurement; mais elles semblent plus abondantes aux endroits où les *Pholadomya gibbosa* dominent. Par leurs genres et leurs espèces elles rappellent les Ammonites pyriteuses de la zone à Ammonites Renggeri, qui sont si abondantes à la base de l'Oxfordien. J'en ai trouvé de semblables au même niveau et dans une terre également rouge sur le Bathonien des Piards, situé à 6 kilomètres plus à l'ouest.

Les terres qui les contiennent renferment aux Prés quelques fragments de silice cristalline. Il ne m'a pas été possible de voir si ces Ammonites se poursuivent dans l'intérieur du sol et forment un véritable niveau ou bien si elles ont été ramenées sur le Bathonien, des affleurements à Ammonites Renggeri, situées en contre-bas.

Toutefois leur position sur le même front géologique et leur réapparition à peu près au même niveau, dont le Bathonien des Piards, peut faire présumer qu'elles sont en place. Il serait bien étrange en effet qu'un agent de transport les eût pris au niveau à Ammonites Renggeri pour les porter, dans les deux cas, exclusivement au même niveau du Bathonien. On ne trouve du reste à leur contact aucune trace de glaciaire ni aucune marque de ravinement.

Si elles sont réellement en place, la faune pyriteuse de la base de l'Oxfordien s'amorcerait déjà dans le Bathonien et ne réapparaîtrait qu'après en dépôts de plus de 25 mètres de couches à faune différente. Ce serait pour l'Oxfordien la répétition des faciès et des faunes du Bathonien marneux.

CASSURES DU JURASSIQUE INFÉRIEUR DE LA COMBE DES PRÉS.



L'*Ammonites macrocephalus* se rencontre déjà, mais en exemplaires très rares, dans les marnes supérieures où se montrent les Ammonites pyriteuses. Elle est donc à la fois inférieure et supérieure à la dalle nacrée qui recouvre les marnes en question et supporte le Kellovien, où la même Ammonite n'est pas rare.

7. Toutes les formations bajo-ciennes, bathoniennes et kelloviennes qui affleurent se montrent coupées transversalement de cassures à peu près perpendiculaires à leur surface d'affleurements. Il s'est effectué suivant ces cassures des glissements horizontaux, de vrais décrochements de couches qui ont disposé les affleurements en échelons. Les couches ne se continuant plus d'un compartiment à l'autre, chaque ligne de cassure a présenté sur son trajet, non-seulement à travers le jurassique inférieur, mais encore à travers l'Oxfordien et les assises plus récentes, soit des points de facile absorption des eaux superficielles qui sont devenus des *empossibleux*, soit des points de facile apparition des eaux souterraines qui sont devenues les sources.

La carte qui accompagne cette note montre comment les sources et les *empossibleux* se trouvent répartis.

En résumé :

1° Le Bathonien de la Combe des Prés offre trois niveaux marneux dans lesquels la faune, surtout riche en lamellibranches, se retrouve à peu près identique.

2° Dans un quelconque de ces trois niveaux marneux, mais surtout dans le supérieur plus visible, les fossiles se répartissent par nids, les uns étant plus abondants en un point, les autres en un autre.

3° Les marnes pyriteuses de la zone à *Ammonites Renggeri* se montrent déjà tant aux Piards qu'à la Combe des Prés, vers la base du plus élevé des niveaux marneux du Bathonien.

4° Dans la partie méridionale de la Combe, où le Jurassique inférieur affleure, il existe des lignes de décrochement qui jalonnent les puits perdus et les sources.

5° L'*Ostrea Marshii* ne s'observe guère dans le jurassique inférieur de la Combe : l'*Ammonites macrocephalus* s'y rencontre soit au niveau marneux supérieur du Bathonien, soit dans le Kellovien proprement dit, et disparaît durant la dalle nacrée qui sépare là le Bathonien marneux supérieur du Kellovien.

NOTE A PROPOS DES TERRAINS PLIOCÈNES DES ENVIRONS D'ALGER

par M. **Jules WELSCH.**

La réunion prochaine de notre Société en Algérie m'amène à revenir sur certaines critiques faites à propos des travaux que j'ai publiés sur ces terrains dans les Bulletins de 1887 et 1888, à savoir : le *terrain pliocène de la vallée de l'Oued-Nador* (B. S. G. F., 3^e série, t. XVI) et *Sur les différents étages pliocènes des environs d'Alger*, t. XVII.

J'ai montré qu'on pouvait distinguer les trois étages suivants :

1^o *Plaisancien*, marnes bleues et grises à fossiles nombreux ; je les appelai à tort des argiles dans mon premier travail ;

2^o *Astien*, grès calcaires et mollasses jaunes ;

3^o *Pliocène supérieur* ou *Sicilien* formé de sables et grès, surmontés de poudingues avec zones argileuses. A la partie supérieure de ce dernier étage, sur la rive gauche de l'Oued Ouchaïa, j'ai trouvé un gisement de *Ostrea cucullata* Born., à peu près identique à *O. cornucopiæ* Lk. et voisine, sinon identique de *O. Forskahlii* L., dont j'ai pu voir des exemplaires dans les galeries de Paléontologie de l'Ecole des Mines à Paris. Je crois bien avoir laissé là un exemplaire de mon huitre, qui n'existe plus dans la Méditerranée, mais se retrouve dans l'Océan Indien.

Le troisième étage est en discordance sur le second, comme l'a montré M. Delage ; mais il n'y a pas de discordance angulaire de stratification entre le premier et le second étage ; ceci est analogue à ce que l'on voit en Italie.

Notre confrère, M. Carlo de Stefani, a bien voulu reconnaître dans ses *Etudes sur les terrains tertiaires supérieurs du Bassin de la Méditerranée*, 1891-93, p. 339, le soin que j'avais mis à étudier les faunes trouvées et l'exactitude de certaines comparaisons avec l'Italie.

M. Peron s'est appuyé sur ces travaux dans la partie explicative du Mémoire sur les Oursins miocènes et pliocènes de l'Algérie et en a accepté les conclusions.

Dans la séance du 22 janvier 1894, M. Ficheur s'est occupé de la

question dans ses *Observations au sujet de la note récente de M. Peron « Sur le tertiaire supérieur de l'Algérie »*. Notre confrère parle d'une confusion que j'aurais établie entre les *argiles sahéliennes* sans fossiles et les *marnes grises sableuses fossilifères de Douéra*, etc.

Je viens, un peu tard peut-être, dire que je n'ai pas établi de confusion entre deux séries de couches. D'abord, il n'y a pas d'*argiles*, il n'y a que des *marnes* partout ; ensuite, j'ai ramassé des fossiles dans les marnes, bien au-dessous des couches astiennes, jusqu'à plus de vingt mètres de profondeur, et notre confrère, M. Paul Marès, qui connaît bien le Sahel d'Alger et qui a laissé à la Sorbonne de belles séries du Pliocène d'Alger, m'a autorisé à dire que, à Kodja-Beri et au Mazafran, il a ramassé ses fossiles au milieu des marnes argileuses dites sahéliennes.

En résumé, je ne puis accepter l'hypothèse qui consiste à regarder les fossiles de Douéra, Birtouta, Mazafran, Oued Nador, etc., comme *plaisanciens* parce qu'ils sont tels en Italie, et à considérer les couches qui les renferment comme appartenant à un autre étage dit *Sahélien*, fondé sur les systèmes de soulèvement.

Quant à la transgressivité des Mollasses pliocènes, je l'admets d'autant plus que je l'avais indiquée, avant M. Ficheur, dans ma note sur l'Oued Nador ; je ne l'avais donc pas passé « sous silence ». J'ajouterai que ces transgressions locales n'ont pas l'importance qu'on leur a attribuée autrefois et de plus, que cela ne touche en rien à la question des fossiles et des couches marno-argileuses de Douéra, car cette transgression est postérieure à ces dépôts. C'est elle qui m'a servi à séparer le Plaisancien de l'Astien.

Depuis Alger jusqu'au Nador et au Chenoua, tous les ravins qui montrent les marnes (ou argiles) bleues ou grises, et les couches astiennes supérieures, montrent aussi qu'il n'y a aucune discordance angulaire dans cette série et qu'il y a toujours alternance au contact. Ce sont les dépôts successifs d'une même mer dont la profondeur a varié ; il y a eu successivement deux *faciès* principaux qui se sont remplacés en général et qui ont pu coexister en partie sur des points différents.

Les fossiles n'existent pas toujours dans les marnes argileuses bleuâtres ; on peut arriver qu'il n'y en ait pas à leur partie inférieure en certaines localités, mais ce n'est pas suffisant pour les considérer comme *Miocène supérieur*.

SUR LES
FORMATIONS VOLCANIQUES DE SARDAIGNE,

par M. S. BERTOLIO.

M. Lamarmora, dans son remarquable ouvrage sur la Sardaigne, a divisé les roches volcaniques de l'île en trois grandes classes, savoir : trachytes anciens, trachytes à hornblende et basaltes.

Les trachytes anciens s'étendent, à peu près, sur toute la partie occidentale de l'île, depuis la presqu'île de l'Antioco jusqu'à Castelsardo, sur la mer de Corse.

L'éruption de ces roches a été le phénomène volcanique plus ancien de la région : on n'a pas encore de documents assez précis pour en déterminer l'âge avec exactitude. D'après M. Lamarmora les trachytes en question seraient postérieurs aux dépôts éocènes et antérieurs aux formations pliocènes.

C'est, toujours d'après le même auteur, à la période miocène qu'il faut rattacher les tufs ponceaux à mica noir, qui, en plusieurs endroits, forment la bordure des trachytes anciens, sans montrer, cependant, aucune relation génétique avec eux. Ces tufs sont remaniés et renferment souvent des débris de végétaux carbonisés.

Pendant le dépôt des terrains miocènes, on a eu l'épanchement de roches acides à hornblende dans la partie méridionale de l'île. Ces roches amphiboliques semblent rangées sur de grandes lignes de fracture, dirigées du N. N. W. au S. S. E.

Enfin, pendant la période pliocène et au début de l'époque quaternaire, dans le nord de l'île éclatèrent les éruptions basaltiques.

Dans ces lignes générales la division proposée par M. Lamarmora peut être encore acceptée. Cependant il est dès maintenant certain que l'éruption des roches à hornblende n'a pas été un phénomène aussi simple que le supposa M. Lamarmora. — L'étude du massif de Siliqua m'a démontré une suite d'éruptions de différents âges.

J'ai eu occasion, pendant mon séjour en Sardaigne, d'étudier de nombreux spécimens de roches de la région, je résumerai brièvement mes observations en ce qu'elles peuvent donner une idée générale des principaux types de roches volcaniques qu'on rencontre dans l'île.

ÉRUPTIONS ACIDES

Ces éruptions embrassent dans l'île des rhyolites, des trachytes, des tufs, des dacites et des andésites.

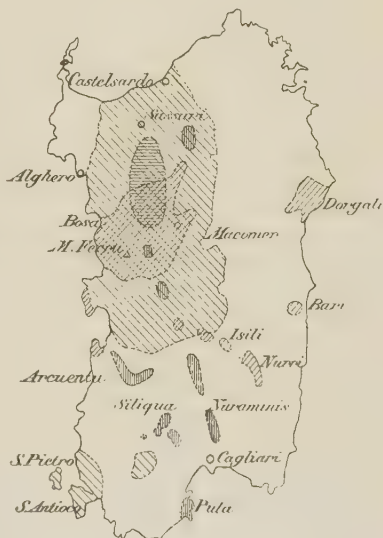
Les rhyolites et les tufs sont surtout développés dans la partie méridionale de l'île à S. Pietro, S. Antioco, Portoscuso, etc. M. Travoso a signalé des rhyolites à Fontanaccio : j'ai eu occasion d'en examiner des spécimens qui proviennent de Toralba. — Ces roches possèdent de jolis quartz bipyramidés de quatre ou cinq millimètres de longueur. — Dans l'île de S. Pietro ces cristaux renferment des inclusions vitreuses très intéressantes : la teneur moyenne en silice des rhyolites de la région est de 78 % : elles sont riches en alcalis et surtout en soude.

Dans l'île de S. Pietro on rencontre des rhyolites à œgirine et à arfvedsonite. J'ai appelé ces roches *comendites*, du nom de la localité où elles se retrouvent.

Les trachytes de la même région contiennent quelquefois de l'oligoclase, rarement du mica noir. Ils sont très quartzifiés et rappellent, par leur structure, quelques roches de Schemnitz, des Euganéens, de l'île de Ponza, etc.

Dans la partie septentrionale de l'île les formations trachytiques paraissent sur une grande étendue aux environs de Alghero, Bosa, Sassari, etc. — Dans la partie centrale de l'île elles sont recouvertes par les basaltes. On peut voir très bien cette superposition à M. Ferru, Macomer, Campeda, etc.

Les trachytes du Monte Ferru possèdent un cachet phonolitique très marqué, dû à l'aplatissement des microlites de sanidine suivant g^1 . Le sol du village de Santulussurgiu, qui se trouve presque dans le cratère du volcan, est formé par de la sanidinite.



Superposition des éruptions
en Sardaigne.
Echelle 1 : 3.700.000

Trachytes	
Roches à hornblende	
Basaltes { anciens	
{ récents	

Tous les autres trachytes sardes s'accordent entre eux par leurs caractères pétrographiques. Ce sont des trachytes très quartzifiés, presque dépourvus de microlites. Le magma est très vitreux et excessivement riche de plaquettes et d'éponges quartzieuses : Les formations sphérolitiques y sont complètement absentes.

Les éléments de profondeur qu'on rencontre en abondance dans ces roches sont les cristaux de feldspath : Le type dominant est le labrador. Les cristaux sont toujours brisés et montrent des mâcles compliquées. La structure zonaire y est fréquente.

Dans les trachytes sardes on observe souvent des cristaux idiomorphes, de petite taille, d'augite verte œgirinique. Bien que ce minéral soit toujours en petite quantité, il est assez répandu dans la série de roches qui nous occupent, pour qu'on puisse le considérer comme un élément caractéristique.

Parmi les cristaux de profondeur le mica noir est exceptionnel. Les zircons, le sphène, l'apatite manquent complètement dans la série.

La structure de ces roches rappelle de très près celle de plusieurs trachytes hongroises.

Dans la Sardaigne méridionale abondent les roches acides à hornblende verte. Elles forment des massifs isolés à Pula, Siliqua, Nuraminis, Arcuentu, etc. — Ces roches sont riches en éléments ferro-magnésiens. La structure est souvent porphyrique.

A Siliqua, les cristaux de feldspath et d'hornblende atteignent plus d'un centimètre de longueur. Presque toutes ces roches sont à structure phylotaxique et possèdent des microlites d'oligoclase. Dans la même localité il y a aussi des dacites et des trachytes-porphyrites avec épidote. Ce dernier minéral forme, quelquefois, des intéressants arnions qui ont été étudiés par M. Lovisato.

En nous résumant on peut conclure qu'en Sardaigne manquent les beaux trachytes à microlites. Les échantillons qui montrent une période effusive bien développée, ne sont pas de vrais trachytes mais des andésites. A l'exception des roches du Monte Ferru, où domine le type phonolitique, la structure des trachytes sardes est hyalopilitique.

ROCHES BASIQUES

Parmi les types basiques, les basaltes sont sans doute les roches volcaniques plus répandues en Sardaigne. Ils débutent dans la partie méridionale de l'île à Monte Vecchio, sous forme de dykes

peu épais qui traversent toute la formation des andésites et des tufs de l'Arcuentu. Ces dykes sont dirigés du Nord au Sud et surgissent en saillie sur le sol : en les observant de la mine de Monte Vecchio, ils rappellent parfaitement ce petit mur en pierres, qu'on bâtit si souvent dans le pays pour délimiter les domaines.

Je dois à l'obligeance de M. Lovisato une jolie collection de ces roches. Les basaltes de l'Arcuentu possèdent les deux temps de consolidation parfaitement développés. Ils sont pauvres en périclase, montrent de nombreux cristaux idiomorphes de labrador, qui sont quelquefois zonés, de l'augite en individus mâclés suivant h^1 et de l'hyperstène, dont les sections, dépourvues de contours géométriques, présentent un très faible polychroïsme. — Le magma est riche en microlites de labrador fort bien développés et en augite. La structure est nettement interstitielle.

A 50 kilomètres, environ, au nord de l'Arcuentu et séparé de lui par le *campidano* d'Oristano, s'élève à 1000 mètres sur la mer le Monte Ferru, qui est le volcan le plus important de l'île, car ses produits ont recouvert une superficie de 16 milles carrés. La plus grande partie de cette région fut jadis constituée par d'étendus plateaux basaltiques, qui, probablement à la fin de la période tertiaire, par une violente commotion du sol, ont été morcelés et disloqués. M. Lamarmora considère ces basaltes comme sous-marins et superposés aux sables subapennins.

Au début de la période quaternaire la région volcanique de l'île était émergée. Probablement ce fut à cette époque que survint la dernière manifestation volcanique. On peut encore aujourd'hui observer dans la région comprise entre les villages de Pozzomaggiore et Sindia, qu'on appelle l'Auvergne sarde, de jolis cratères avec tous leurs cortèges parfaitement conservés.

Tandis que les éruptions des trachytes ont eu lieu seulement dans la partie occidentale de l'île, l'activité volcanique, pendant la période basaltique, dépassa les anciennes bornes et parurent des basaltes à Nurri, Orosei, Bari, etc. au milieu de terrains anciens qui avaient été jusqu'alors respectés par les éruptions acides.

La presque totalité des basaltes sardes sont dépourvus de cristaux intratelluriques de feldspath. — Le premier temps de consolidation est constitué, presque exclusivement par de l'olivine, partiellement décomposée et de l'augite. La présence de l'hyperstène n'a pas été observée au dehors du massif de l'Arcuentu, la leucite fut signalée par M. Doelter seulement dans quelques basaltes de

Pozzomaggiore, et, enfin, j'ai eu occasion d'observer de la mélilite dans un échantillon de basalte provenant de Paulilatino.

Comme j'ai déjà fait remarquer pour les trachytes anciens, il est excessivement rare même dans les basaltes, d'observer des cristaux de zircon ou d'apatite. Peut-être que l'absence de ce dernier minéral dans les formations volcaniques plus étendues de l'île, soit une des causes du manque de fertilité des terrains de la région.

Le deuxième temps de consolidation des basaltes sardes nous permet de les ranger en deux grandes classes, qui semblent se différencier entre elles par leur basicité.

L'une comprend des basaltes à microlites très fins, l'autre des basaltes à grands microlites.

Les basaltes de la première classe sont andésitiques, à structure souvent hyalopilitique. Les microlites d'augite sont allotriomorphes. La magnétite n'est pas abondante dans ces roches.

L'autre classe de basalte comprend des types plus basiques à grands microlites de labrador parfaitement conservés. La structure est, le plus souvent, phylotaxique. Le verre est presque opaque pour abondance de magnétite. Dans les basaltes sardes on rencontre de gros enclaves de quartz fritté, de granit et des nodules à olivine.

Il est fréquent d'observer dans les formations basaltiques de l'île, des géodes remplies par de la calcite ou avec des incrustations de jalite. Les zéolites y sont rares.

ÉTUDES
STRATIGRAPHIQUES ET PALÉONTOLOGIQUES
SUR LES
TERRAINS TERTIAIRES DE QUELQUES LOCALITÉS
DE VAUCLUSE, DU GARD ET DES BOUCHES-DU-RHÔNE,

par M. **Edm. PELLAT.**

Fontannes a consacré d'importants mémoires aux terrains tertiaires de l'Isère, de la Drôme et de Vaucluse (1).

Notre regretté confrère avait commencé la description de ceux de la côte de Provence, mais une mort prématurée ne lui a pas permis de l'achever. Continueur de son œuvre, le savant Doyen de la Faculté des Sciences de Lyon, M. le Dr Depéret, a complété et terminé cette description (2). Bien que nous possédions, ainsi, un ensemble considérable de travaux sur les terrains tertiaires du bassin du Rhône et que le terrain miocène, notamment, soit déjà très bien connu (3), il n'a guère été donné, jusqu'à présent, que des notions générales et peu détaillées pour la région du Gard, des environs d'Avignon et de la partie nord du département des Bouches-du Rhône. J'ai profité de séjours dans le midi pour explorer minutieusement des localités de cette région et je me propose de publier, dans quelques notes, le résultat de mes études.

Dans celles de ces notes qui concernent le terrain miocène, je divise l'étage pour lequel M. Depéret a proposé et fait généralement adopter le nom d'étage Burdigalien en deux sous-étages : le Burdigalien inférieur et le Burdigalien supérieur.

Au Burdigalien inférieur appartient, sur la côte de Provence,

(1) Études stratigraphiques et paléont. pour servir à l'histoire de la Période tertiaire dans le bassin du Rhône : mémoires divers (1875 à 1882) par Fontannes.

(2) Les Terrains tertiaires de la côte de Provence, 1^{re} et 2^e parties (mém. posthume de Fontannes rédigé et complété par le Dr Depéret.

(3) Sur la classification et le parallélisme du système miocène, par le Dr Depéret (*B. S. G. F.*, 3^e sér., t. XXI. 1893).

dans les falaises, entre Carry et Sausset, toute une série de couches sableuses à Peignes et à Huitres, et de mollasses gréseuses, jaunâtres et blanches ou roses, à fossiles des faluns Bordelais de Saucats et de Léognan. Une liaison étroite et une concordance parfaite existent entre ce sous-étage et l'étage Aquitanien sous-jacent, dont les couches d'abord saumâtres, puis, peu à peu, franchement marines, constituent les falaises à l'est de Carry, jusqu'à l'anse du Rouet. La belle monographie dans laquelle M. Depéret, utilisant et complétant les recherches inachevées de Fontannes, a, si magistralement, décrit ces pittoresques falaises, en rend l'étude aussi facile qu'attrayante (1). Pour des raisons stratigraphiques et paléontologiques dont je ne méconnais pas l'importance, M. Depéret admet l'équivalence, au moins très rapprochée, des couches mollassiques de l'horizon de Sausset et de la mollasse sableuse à *Scutella Paulensis* et à *Pecten Davidi* de Fontannes, assise inférieure du Burdigalien supérieur tel que je le comprends (2). J'incline, plutôt, à croire, tout en me réservant de revenir sur cette question, qu'aucune assise de l'ancien étage Langhien de M. Depéret (3), même pas la mollasse rose de Sausset, n'a d'équivalent au nord de la côte de Provence et que les bancs de conglomérats à galets verdâtres qui surmontent, à Sausset même, cette mollasse rose, correspondent, seuls, à la base du Burdigalien supérieur constitué comme je vais le proposer. Ces conglomérats indiquent fort bien une limite de sous-étage. La Méditerranée Miocène n'aurait donc commencé son incursion dans la dépression qui est devenue, plus tard, le bassin du Rhône, qu'après le dépôt du Burdigalien inférieur, comprenant, comme assise supérieure, la mollasse rose de Sausset, à faune de Saucats et de Léognan.

Le Burdigalien supérieur de mes notes comprend la mollasse à *Pecten præscabriusculus* de Fontannes, dans laquelle notre confrère distinguait quatre assises : conglomérat, mollasse sableuse à *Pecten Davidi*, mollasse marneuse à *Pecten subbenedictus*, mollasse calcaire à *Pecten sub-Holgeri* (4). De ces quatre assises je n'en retiens, à l'exemple de M. Depéret (5), que deux : la mollasse sableuse avec

(1) Les Terr. tert. de la côte de Provence (Ét. str. et paléont., fasc. IX, par M. Depéret.

(2) Classif. et parallél. du syst. miocène, par M. Depéret (*B. S. G. F.*, 3^e s., t. XXI, p. 177).

(3) Sous le nom d'étage Langhien, M. Depéret désignait précédemment les assises comprises entre l'aquitaniien et le conglomérat de Sausset.

(4) Fontannes : Et. str. et paléont., fasc. 3 (le bassin de Visan) et *passim*.

(5) Classif. et parall. Loco citato (M. Depéret).

son conglomérat de base et la molasse marno-calcaire. La mer, à l'époque du Burdigalien supérieur, envahit le bassin du Rhône. Dans son incursion d'abord très restreinte, elle dépose la molasse sableuse à *Pecten Davidi* et son conglomérat, indice d'une importante transgression; puis elle s'avance davantage au nord et à l'ouest, et dépose la molasse marno-calcaire avec conglomérat sur les points où cette molasse est en transgression. Cette transgression, déjà signalée par M. Depéret (1), se voit de la manière la plus évidente, dans la partie ouest de la région que j'étudie. La faune du Burdigalien supérieur, bien différente de celle du Burdigalien inférieur, se rapproche déjà de celle des faluns de Touraine.

M. Depéret a classé dans son étage Burdigalien comme assise supérieure, le puissant dépôt de charriage formé de sables et grès grossiers, micacés, à *Ostrea crassissima* et *Pecten Gentom*; connu en Provence, sous le nom de *Sa/re* et auquel sont subordonnées des argiles micacées, assimilées au *Schlier* de la vallée du Danube (2). La même classification a été adoptée par les savants auteurs de la nouvelle nomenclature, MM. de Lapparent et Munier-Chalmas (3). Il me semble préférable, pour des raisons que j'indiquerai ultérieurement, d'attribuer ce massif de sables, de grès, d'argiles, intercalé entre la molasse burdigalienne à *Pecten præscabriusculus* et la molasse Tortonienne à *Pecten scabriusculus*, à l'Helvétien, *sensu stricto*.

Je crois devoir dès maintenant mettre en garde contre une confusion possible. M. Depéret a désigné, plusieurs fois, sous le nom de molasse sableuse, ce massif de sables et grès micacés (4). Fontannes s'est antérieurement servi de ce même terme (molasse sableuse) en ajoutant, il est vrai, l'indication des deux fossiles les plus caractéristiques, pour dénommer l'assise inférieure de la molasse à *Pecten præscabriusculus* (5). Il conviendrait de réserver en Provence, dans Vaucluse, dans la Drôme, ce terme de molasse sableuse, à l'assise que Fontannes appelait ainsi.

(1) DEPÉRET. *B. S. G. F.*, 3^e sér. T. XXI, page 263 et passim.

(2) Ibidem., page 264. Tableau du parallélisme du système miocène.

(3) Note sur la nomenclature des Terr. sédim. *B. S. G. F.*, 3^e sér., T. XXI, p. 483.

(4) M. DEPÉRET. *B. S. G. F.*, 3^e sér., T. XXI, p. 184.

(5) FONTANNES. *Et. str. et paléon.*, fascicules divers.

NOTE N° 1

LES CONGLOMÉRATS DE L'ÉTAGE BURDIGALIEN SUPÉRIEUR DU BASSIN DU RHÔNE ET, EN PARTICULIER, LE CONGLOMÉRAT DE PIERRE-LONGUE, PRÈS DE VILLENEUVE-LEZ-AVIGNON (GARD), ET DE VEDÈNES, PRÈS D'AVIGNON (VAUCLUSE).

Il existe dans l'étage Burdigalien supérieur du Bassin du Rhône, des conglomérats qui marquent les étapes successives de la transgression miocène, marine. Ces conglomérats sont formés de galets, souvent assez volumineux, siliceux ou calcaires, d'apport lointain ou (c'est même le cas le plus fréquent) provenant du terrain qu'après une longue émerision, la mer venait envahir. Une sorte de patine noirâtre ou verdâtre, quelquefois d'un beau vert clair (1), caractérise ces galets, et la roche sous-jacente en est aussi souvent enduite. Celle-ci est presque toujours au contact, corrodée, usée, comme polie par place. Souvent elle est criblée de trous arrondis, très réguliers, en forme d'empreintes de billes, creusés par des mollusques lithophages, ou de trous plus grands attribuables à des Echinidees. On a là l'indice d'anciens rivages.

La mollasse sableuse à *Pecten Davidi* et *Scutella Paulensis* (assise inférieure du Burdigalien supérieur, débute ordinairement par un de ces conglomérats et, quand ce conglomérat manque, il est rare que des galets ne soient pas disséminés à différents niveaux dans l'assise. Fontannes avait fait de ce conglomérat, inférieur à la mollasse sableuse, une assise spéciale de son étage de la mollasse à *Pecten præscabriusculus*. M. Depéret et lui ont, souvent, signalé l'importance de ce conglomérat dont la formation est due aux premiers courants d'invasion de la mer miocène dans la vallée du Rhône.

Un autre conglomérat existe habituellement à la base de la mollasse marno-calcaire (assise supérieure du Burdigalien supérieur) sur les points où la mollasse sableuse fait défaut, sur les points que la mer miocène atteignait pour la première fois en s'avancant, dans la vallée du Rhône, au nord et à l'ouest.

Je cite, dans la présente note, plusieurs récurrences de lits de galets noirâtres ou verdâtres, à divers niveaux de la mollasse marno-calcaire du Burdigalien supérieur.

(1) Notre confrère, M. Jannettas, attribue cette coloration à un silicate de fer hydraté.

Des lits de galets, l'enduit noirâtre ou verdâtre de la roche sous-jacente s'observent aussi, dans la région que j'étudie, à la base du *safre* ou du *schlier* (Helvétien) quand, pour une cause ou pour une autre, cet Helvétien repose directement sur les calcaires barrémiens ou vient buter contre eux, comme par exemple à la ferme du maire des Angles, près des Angles (Gard), à la gare de Pont d'Avignon (Gard), à Noves (Bouches-du-Rhône), à Caumont (Vaucluse).

Ces conglomérats, ces lits de galets ne constituent donc pas une assise unique et partout de même âge. Ils correspondent généralement aux diverses phases de la transgression marine et ne sont souvent que des accidents locaux.

J'ai décrit sommairement, l'année dernière (1), sous le nom de conglomérat de Pierre-Longue, un de ces conglomérats remarquable par sa riche faune et qui affleure à deux kilomètres environ de Villeneuve-lez-Avignon (Gard), presque au pied d'un monolithe appelé dans le pays « Pierre-Longue » ou « Pierre-Levée » ou « la femme de Loth », parce qu'il ressemble, d'une manière frappante, à une géante pétrifiée, en robe. Formé de calcaire barrémien à silex, haut de plus de dix mètres, ce monolithe que les agents atmosphériques feront tôt ou tard disparaître, s'aperçoit de loin, dès que l'on dépasse, au nord, la petite station de Villeneuve-Pujaut au passage à niveau n° 44 de la ligne du Teil, et l'on peut facilement, grâce à lui, trouver l'emplacement de quelques mètres carrés qu'occupe, sur ce point, le conglomérat en question. Le même conglomérat se présente, dans des conditions stratigraphiques presque identiques, à Vedènes, près d'Avignon (Vaucluse).

Dans la note précitée, j'ai placé le conglomérat de Pierre-Longue à la base de la mollasse à *Pecten præscabriusculus* (Burdigalien supérieur). On ne voit, il est vrai, à Pierre-Longue, aucune trace de cette mollasse sur le conglomérat que l'Helvétien (sables et grès à *Pecten Gentoni*, *safre* des gens du pays) recouvre directement, mais à peu de distance, à Beaucaire (Gard) et à Barbentane (Bouches-du-Rhône), la mollasse à *Pecten præscabriusculus* repose sur un conglomérat identique à celui de Pierre-Longue et qu'il est, je crois, impossible de ne pas considérer comme synchronique.

Si ce parallélisme est exact, pourquoi la mollasse qui recouvre le conglomérat de Beaucaire et de Barbentane, ne recouvre-t-elle pas également celui de Pierre-Longue?

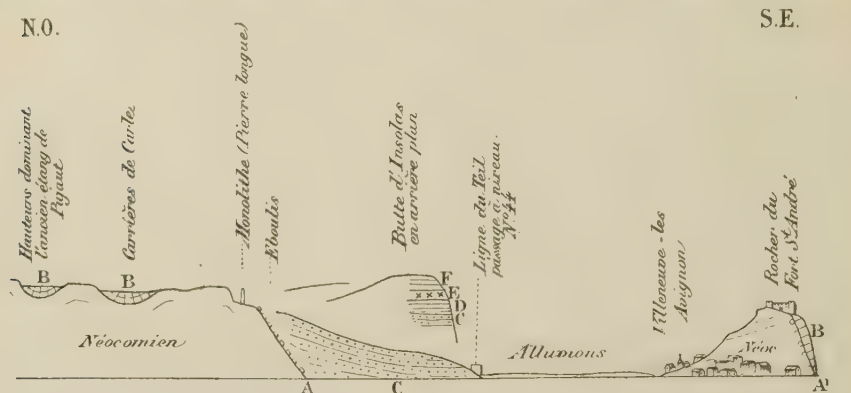
Je viens aujourd'hui insister, à la suite de nouvelles observations, sur le parallélisme des conglomérats de Beaucaire, de Barbentane,

(1) *B. S. G. F.*, 3^e sér., t. XXIII, p. 428.

de Pierre-Longue, de Vedènes et chercher s'il est possible d'expliquer pourquoi la mollassse à *Pecten præscabriusculus* manque dans ces deux dernières localités, au-dessus du conglomérat, entre lui et le safre.

Une coupe passant par Pierre-Longue aidera, je l'espère, à comprendre le problème que je viens de poser.

Fig. 1. — Coupe entre les hauteurs dominant l'ancien étang de Pujaut et le rocher du fort de Saint-André à Villeneuve-lez-Avignon (4 kilomèt. environ).



F, mollassse, sables à *P. opercularis*, grès jaunâtres et grisâtres à *Pecten* du groupe du *P. substriatus*.

E, grès ferrugineux, caillouteux, à *Cardita Michaudi*.

D, mollassse grise, sableuse, se divisant en plaquettes (nombreux Briozoaires, *Pecten Gentoni*).

C, sables et grès grossiers grisâtres à stratification entrecroisée (à *Pecten Gentoni*, safre des gens du pays et, par places, facies de schlier).

B, mollassse marno-calcaire à *Pecten præscabriusculus*.

A1, traces de conglomérat du Fort-St-André.

A, Conglomérat de Pierre-Longue.

Néocomien.

étage
Helvétien
(sensu stricto)

étage
Burdigalien
supérieur

Un massif néocomien dont l'altitude varie entre 190 et 110 mètres, s'étend du nord-est au sud-ouest, sur la rive droite du Rhône, un peu au sud de Sauveterre et jusqu'à Aramon (Gard). La largeur de ce massif est de 3 à 4 kilomètres; sa longueur de 18 à 20. Ma coupe le traverse du nord-ouest au sud-est sur un espace de 4 kilomètres environ, suivant une ligne brisée. On rencontre, d'abord, au nord-ouest, deux affleurements très peu étendus de mollassse burdigalienne à *Pecten præscabriusculus*. Celui qui est situé le plus

au nord ne se révèle que par d'innombrables algues calcaires (*Lithothamnium*) et des fragments de mollasse qui recouvrent le sol dans une dépression. L'autre affleurement, plus important et qui, lui aussi, semble, à première vue, occuper un petit bassin isolé, a été jadis exploité (carrières de Carles). Ces deux affleurements dont un seul est indiqué sur la feuille 222 de la carte géologique détaillée, sont actuellement isolés, indépendants, comme celui situé au nord-ouest des Angles et comme d'autres disséminés au sud-ouest sur le massif néocomien, mais ce sont certainement des lambeaux de dépôts de la même formation, lambeaux occupant, probablement, des synclinaux peu accusés et nous permettant de jalonner des plis de peu d'amplitude, parallèles à celui, plus important, de la vallée du Rhône. L'érosion a fait disparaître la mollasse sur les anticlinaux.

Après avoir franchi, au sud-est, le second petit anticlinal, ma coupe rencontre, en suivant le mauvais chemin de charrettes qui conduit des anciennes carrières de Carles à la route de Sauveterre, le monolithe de Pierre-Longue ou de la femme de Loth, dont notre confrère, M. le commandant Caziot, a publié une photographie dans le journal « La Nature » (1) « La mer miocène a (dit-il) tenu à laisser » à la femme de Loth un souvenir durable de son séjour en dépôt » à ses pieds, dans un conglomérat dont les éléments sont » cimentés par un calcaire très dur, une série de fossiles caractéristiques du *schlier*. C'est un cadeau de Roi, car le dépôt est » unique dans la région ».

J'ai à relever plusieurs inexactitudes dans ces lignes que leur auteur, au surplus, n'a pas entendu publier à titre d'article géologique : le monolithe n'existait certainement pas à l'époque miocène et les fossiles du conglomérat sont tout autres que ceux du safre. De plus, le conglomérat de Pierre-Longue n'est pas un dépôt unique dans la région. Celui de Vedènes est depuis longtemps connu. Le musée Requien, à Avignon, renferme une série de fossiles de cette localité. J'ai, moi-même, déjà indiqué d'autres gisements d'un conglomérat identique à celui de Pierre-Longue (2).

Peu épais (0^m50 au plus), *plaqué* contre le Barrémien, le conglomérat de Pierre-Longue (A) est formé de gros rognons de silex et de fragments arrondis de calcaire dur et compact, provenant du Barrémien sous-jacent. Ces galets, à patine verdâtre ou noirâtre, sont cimentés par un calcaire excessivement dur, jaunâtre, comme

(1) La Nature, 1895, page 368.

(2) Loc. cit.

le calcaire Barrémien dont on le distinguerait difficilement s'il n'était rempli de fossiles (1). Ces fossiles sont quelquefois bien conservés, mais on n'a, trop souvent, que le moule et la contre-empreinte. M. Depéret ayant bien voulu se charger de l'étude de cette faune, je renvoie à la note de notre confrère qui paraîtra à la suite de celle-ci.

Le conglomérat n'existe que sur un espace de quelques mètres carrés. A droite et à gauche de cet affleurement, le talus, très incliné, est uniquement formé de calcaire barrémien à silex, criblé de trous parfaitement arrondis, formés probablement par les oursins de la mer burdigalienne qui a dû venir battre sur ce point, un îlot en partie émergé. Le conglomérat s'est déposé dans les anfractuosités de cet îlot et M. Depéret prouvera, je crois, que sa faune a tous les caractères d'une faune de côte rocheuse.

Le Barrémien et le conglomérat forment la *retombée* nord-ouest d'un synclinal dont la *retombée* sud-est est formée par les assises très inclinées du Barrémien, sur l'escarpement qui supporte le Fort St-André, à Villeneuve-lez-Avignon.

J'ai laissé, à dessein, sur ma coupe, par excès de scrupule, un petit espace entre le conglomérat (A) et le safre (C). C'est qu'en effet des éboulis cachent le contact immédiat des deux assises; mais on voit, à trois ou quatre mètres du conglomérat, le *safre* se redresser ainsi que ma coupe l'indique et plonger ensuite au sud-est. Puis, très rapidement, le long du chemin qui conduit au passage à niveau n° 44 de la ligne du Teil, ce *safre* redevient presque horizontal et disparaît, vers le passage à niveau, sous les alluvions.

Grisâtre, très sableux, peu argileux, très micacé, plus ou moins grossier, ne contenant sur ce point que quelques rares Pecten et des bryozoaires, ce safre est comme celui de la région de l'étang de Berre que M. Depéret a si bien décrit (2), « consolidé à diverses » hauteurs, en lits gréseux qui résistent à l'érosion et forment des » entablements en saillie, au milieu de sables plus meubles ». Sa stratification, souvent entrecroisée de la manière la plus bizarre, indique qu'il s'est déposé sous l'influence de *courants rapides*. On y rencontre, à différents niveaux (sous les Angles notamment) des fragments d'argile grise en minces feuillets.

(1) Un zélé naturaliste d'Avignon, M. le capitaine Shædelin, a eu l'heureuse idée, il y a quelques années, de faire donner des coups de mine qui ont permis de recueillir ces fossiles.

(2) *Études stratigraphiques et paléontologiques sur la période tertiaire dans le bassin du Rhône*, fasc. X.

Le même *safre*, sous le village des Angles et à l'est de ce village, contient avec le *Pecten Gentoni* Font. des polypiers, quelques rares échinides (*Psammechinus*) et de très rares Scalaires qui commencent à se montrer dans les couches les plus élevées de la mollasse burdigalienne à *Pecten præscabriusculus* (niveau à Pentacrines et à *Antedon*) et que Fontannes a cités dans les différentes assises du massif grés-sableux supérieur à cette mollasse, dans le bassin de Visan.

Au passage à niveau n° 44 (le premier au nord de la station de Villeneuve-Pujaut) on aperçoit très bien le monolithe de Pierre-Longue.

J'ai indiqué, en second plan, un escarpement séparé de la ligne de ma coupe par des champs d'oliviers et de nombreux ravins creusés dans le *safre*.

La moitié inférieure de cette butte qui borde à pic le chemin de fer et que j'appelle « butte d'Insolas » du nom d'un château situé à l'est de la voie ferrée, est formée de *safre* (C). On rencontre, ensuite, plusieurs mètres de mollasse sableuse se divisant en plaquettes couvertes de Briozoaires et de *Pecten Gentoni* (D), puis un grès calcaire, ferrugineux, brunâtre, rempli de petits galets jaunâtres ou rougeâtres qui donnent, à la roche, quand ils s'en détachent, l'aspect d'un grès carié. On trouve, dans ce grès, *Cardita Michaudi* Tourn., des Gastropodes (*Conus*, *Cypræa*, etc.) de nombreuses dents de squales. Cette assise (E) est identique avec le grès à *Cardites* de la Baume de Transit (Drôme), grès qui, dans le bassin de Visan, se trouve vers le milieu du massif sablo-gréseux compris entre la mollasse burdigalienne à *Pecten præscabriusculus* et la mollasse Tortonienne à *Pecten scabriusculus*. On a, ensuite, de nouveaux sables grisâtres remplis de *Pecten* (*P.* du groupe du *substriatus*, *P.* du groupe du *Pecten opercularis*) et de grosses Terebratules; puis, au haut de la butte, une mollasse jaunâtre, remplie de fossiles et contenant, plus rares, les mêmes petits galets jaunâtres ou rougeâtres que le grès à *Cardites*. Cette mollasse doit être peu distante, dans la série des assises miocènes, de celle du Pont du Gard, de Castillon, de Vers (Gard) et de Notre-Dame du Château, près de St-Etienne du Grès (Bouches-du-Rhône) et nous ne sommes pas très éloignés, non plus, de la mollasse Tortonienne, dite de Cucuron, à *Pecten scabriusculus*, que surmontent les marnes Tortoniennes de Cabrières d'Aigues à *Cardita Jouanneti* et *Ancilla glandiformis*.

Entre la voie ferrée et Villeneuve-lez-Avignon les alluvions cachent le *safre*.

Ma coupe se termine au rocher Barrémien au pied duquel et sur les pentes duquel la petite ville de Villeneuve-lez-Avignon est bâtie et qui est couronné par un vieux château-fort du XIV^e siècle (le fort de St-André). Ce rocher, de peu d'étendue, *pointe* comme un îlot au milieu de la plaine et se termine presque à pic au Nord-Est et à l'Est, du côté du Rhône, distant de deux kilomètres environ. Il est placé sur l'alignement du massif que la route de Roquemaure cotoye entre Pont-d'Avignon et Villeneuve, massif dans lequel sont ouvertes de nombreuses carrières et que la route de Remoulins traverse, à la gare du Pont-d'Avignon, à la sortie du pont qui relie le Gard à Vaucluse. Le *safre* est adossé à ce massif, au nord-ouest à la gare même et dans la tranchée du chemin de fer, à la sortie du tunnel du Mont de Justice. Je n'ai pas vu de trace de mollasse burdigalienne sur le versant nord-ouest du rocher du fort St-André mais du côté opposé, au sud-est, les maisons qui bordent les ruelles conduisant au fort, sont construites sur un affleurement de mollasse très peu fossilifère, contenant quelques *Echinolampas*, un petit oursin (*Echinocyamus siculus* Ag.) et des *Ostrea* peu déterminables. Ces fossiles se trouvent aux Angles, dans les bancs les plus élevés de la mollasse burdigalienne. J'ai pu voir, dans un verger, le contact de la mollasse avec le Barrémien. Les bancs de mollasse inclinés au sud-est, à 45 degrés environ, butent contre le Barrémien incliné aussi à 45 degrés, mais en sens contraire, c'est-à-dire au nord-ouest. Au contact le Barrémien est usé, perforé, verdâtre. La mollasse, à sa base, contient quelques galets verdâtres, indices d'un conglomérat tout local (A'). Si nous avons là les bancs les plus élevés de la mollasse burdigalienne, il faut admettre qu'ils se sont déposés en transgression par rapport aux bancs inférieurs qui s'étaient formés au pied d'une sorte de falaise. J'aurai à signaler ultérieurement des faits semblables de transgression progressive des différentes assises miocènes. Quant aux galets verts (A') ils seraient le premier apport, sur ce point, de la mer Burdigalienne antérieurement en possession, tout autour, de son domaine.

A 7 kilomètres au nord-est d'Avignon, dans Vaucluse, au bord du massif néocomien dirigé du nord au sud, vers la pointe-est duquel est situé le village de Vedènes, la feuille 222 de la carte géologique détaillée indique deux affleurements de terrain miocène (M³). Celui de l'ouest est, sur la carte, mal placé. On le rencontre à gauche du chemin qui conduit du Pontet à Vedènes, un peu avant d'atteindre le massif néocomien. Cet affleurement appartient à la mollasse à *Pecten præscabriusculus*, exploitée dans des carrières qui paraissent

abandonnées. On ne voit pas, sur ce point, le contact avec le néocomien. L'autre affleurement, situé à l'est du massif néocomien, derrière les premières maisons de Vedènes et tout à fait contre ces maisons, est formé d'un conglomérat identique à celui de Pierre-Longue. Des blocs arrondis de calcaire néocomien, enduits d'une patine verdâtre, sont, là, collés contre le Barrémien très incliné et cimentés par un calcaire rempli de fossiles. Le Barrémien, lui-même, a, sur quelques points, quand les galets ont disparu, cette patine verdâtre. Une plaine où les cultures cachent les affleurements, sépare le massif Barrémien de Vedènes du massif miocène et pliocène que la ligne de Cavaillon traverse, en tunnel, entre Morières et St-Saturnin. Ce massif est constitué par le *safre* recouvert d'un lambeau de cailloutis pliocènes. On ne voit pas, à Vedènes, le contact du conglomérat et du *safre*, mais il est très probable que, comme à Pierre-Longue, la mollasse à *Pecten præscabriusculus* fait défaut entre les deux.

Aucun géologue, s'il ne voit que Pierre-Longue et Vedènes, n'hésitera à affirmer que la place du conglomérat de ces deux localités est à la base du *safre* et non à la base de la mollasse à *Pecten præscabriusculus* et la faune viendra, comme la stratigraphie, confirmer cette croyance. Les fossiles de Pierre-Longue et de Vedènes ont, en effet, un cachet trop jeune, semble-t-il, pour qu'on les attribue à la mollasse burdigalienne à *Pecten præscabriusculus*. On reconnaît, parmi eux, des espèces des faluns de Touraine (Helvétien); on y rencontre aussi des espèces du grès à *Cardita Michaudi* de Fontannes, du grès à Cardites de la Baume de Transit (Drôme), grès dont j'ai, tout à l'heure, signalé la présence au-dessus du *safre*, tout près de Pierre-Longue, sur la butte d'Insolas. Par contre la faune de Pierre-Longue n'a presque rien de commun avec celle de la mollasse rose de Sausset (côte de Provence), à fossiles de Lèognan et de Saucats (Bordelais), et, cependant, cette faune de Pierre-Longue a succédé immédiatement à celle de la mollasse rose de Sausset si, comme je le crois, le conglomérat de Pierre-Longue correspond à celui de Sausset, immédiatement supérieur à ladite mollasse rose.

On pourrait, à la rigueur, tout en m'accordant que le conglomérat de Pierre-Longue et de Vedènes est identique aussi bien au point de vue de la faune qu'au point de vue pétrographique, à celui de Beaucaire et de Barbentane, recouvert par la mollasse à *Pecten præscabriusculus*, soutenir que ces conglomérats ne sont pas synchroniques : que le premier est bien *normalement* et non par suite de quelque accident du domaine de la Tectonique, à la base du *safre*,

tandis que le second est à la base de la molasse à *Pecten præscabriusculus*. Le *safré* de Pierre-Longue et de Vedènes débiterait, comme la molasse de Beaucaire et de Barbentane, par un conglomérat, dépôt de charriage, à éléments empruntés au *substratum*, indice, aux deux époques, d'un changement de régime, d'une nouvelle phase de transgression marine dans le bassin du Rhône.

A l'appui de l'idée de récurrence et plaidant contre mon opinion, je rappellerai que j'ai cité, l'année dernière (1), la présence d'un petit banc de molasse remplie de galets verdâtres avec rares fossiles de Pierre-Longue, vers le milieu de la molasse à *Pecten præscabriusculus* du plateau des Angles (Gard) dans des carrières situées à l'ouest et, tout récemment, j'ai découvert, dans cette même molasse, au-dessous de ce banc à galets, deux autres bancs analogues. Les fossiles de la faune de Pierre-Longue qui proviennent de ces conglomérats sont très rares, sont tous *usés*, tandis que le *Pecten præscabriusculus* dont l'ornementation est si délicate, et qui y est très abondant, est parfaitement conservé. Ils peuvent être, là, remaniés et proviennent, peut-être, d'un conglomérat de base qui aurait été, sur quelques points littoraux, battu par les vagues et détruit; mais ils peuvent être, au contraire, comme le *Pecten præscabriusculus*, contemporains du dépôt.

Dans cette même localité du plateau des Angles (carrières à l'est), vers le haut de la molasse, sous la couche à Pentacrines, à Antedon, à Briozoaires, un banc de molasse marneuse, légèrement verdâtre, contient quelques galets verdâtres et des fossiles (Cônes, Turbo, divers lamellibranches) de la faune de Pierre-Longue (2) associés à *Pecten subbenedictus* Font., *P. præscabriusculus*, Font., *P. Bonifaciensis* Locc., etc., etc. Sans la dénudation, on aurait, au-dessus de ces couches, quelques mètres plus haut, le *safré* débutant, dans l'opinion contraire à la mienne, par le conglomérat de Pierre-Longue.

Je rappellerai encore, plaidant toujours contre mon opinion, que le retour de sédiments semblables, formés dans des conditions pareilles, coïncide souvent avec la réapparition de formes semblables ou simplement représentatives. Deux assises contenant des fossiles semblables, peuvent n'avoir pas été synchroniques.

Malgré ces divers arguments qui militent à l'appui de l'attribu-

(1) Loco citato.

(2) Ce fait prouve, par parenthèse, que la faune de Pierre-Longue doit être considérée comme la faune normale d'assises de la molasse burdigalienne à *Pecten præscabriusculus*.

tion du conglomérat de Pierre-Longue à la base du *safre*, je persiste à écarter cette hypothèse de deux conglomérats (celui de Pierre-Longue et de Vedènes d'une part, celui de Beaucaire et de Barbentane d'autre part) absolument identiques et, cependant, d'âge différent, hypothèse qui, du reste, laisserait aussi à expliquer l'absence de la mollasse burdigalienne, non plus entre le conglomérat et le *safre*, mais entre le Néocomien et le *safre*. Les exemples de récurrences de couches et de faunes aussi complètement semblables sont bien rares — il ne m'en vient même pas à la mémoire. Je persiste donc à croire que le conglomérat de Pierre-Longue et de Vedènes, bien que la mollasse manque au-dessus de lui, correspond exactement à celui de Beaucaire et de Barbentane recouvert par cette même mollasse.

Deux mots seulement sur ce dernier :

Ainsi que je l'ai dit l'an dernier les déblais provenant des caves de la brasserie du sud-est près de Beaucaire, caves creusées dans la mollasse à *Pecten præscabriusculus*, contiennent, au milieu de débris de cette mollasse, des fragments de conglomérat absolument identique à celui de Pierre-Longue. Les ouvriers m'ont affirmé que ce conglomérat a été rencontré sous la mollasse, dans un endroit aujourd'hui muré. Mais à peu de distance, près de Beaucaire, en face du château de Prémont, un peu au nord des anciennes carrières, on voit parfaitement le même conglomérat *entre* le Néocomien et la mollasse. La faune est absolument celle de Pierre-Longue.

Enfin de nouvelles recherches m'ont fait observer le même conglomérat, contenant les mêmes fossiles, et placé, aussi, entre le Néocomien et la mollasse, sur la rive gauche du Rhône, à la sortie de Barbentane, sur les talus du chemin qui conduit à travers la Montagnette, à Frigolet. Dans cette localité, la coloration vert-clair des galets est tout particulièrement remarquable.

Puisque je persiste à paralléliser le conglomérat de Beaucaire et de Barbentane avec celui de Vedènes et de Pierre-Longue, il me reste à essayer d'expliquer pourquoi ce dernier n'est pas recouvert par la mollasse.

On pourrait, à la rigueur, supposer que, par suite d'un mouvement d'exhaussement tout local et momentané, un îlot dans les anfractuosités duquel le conglomérat de Pierre-Longue s'est formé, n'a pas été recouvert par les eaux qui ont déposé, tout à côté (carrières de Carles), la mollasse à *Pecten præscabriusculus*. Un anticlinal peu accusé encore, aurait existé sur ce point et jusque sous le village des Angles où le *safre* bute directement contre une sorte de

falaise néocomienne. La mer aurait été rejetée au nord de cette protubérance et ne l'aurait recouverte que lors du dépôt du *safre*. Les perforations, dues, sans doute, à des Echinides, dont le Néocomien est criblé à droite et à gauche du gisement de conglomérat, s'accordent assez bien avec cette hypothèse d'un littoral effleuré par la mer, atteint par elle seulement dans des anfractuosités, puis, momentanément émergé, pendant qu'à côté la mer déposait la mollasse. A Vedènes, on aurait un fait analogue.

Dans une deuxième hypothèse qui me paraît la plus acceptable, on pourrait dire que la mollasse s'est déposée à Pierre-Longue et à Vedènes, *sur* le conglomérat, mais qu'elle a été enlevée par les courants violents sous l'influence desquels le *safre* s'est déposé. J'ai parlé, plus haut, de sa stratification entrecroisée, preuve certaine de la violence de ces courants. On expliquerait ainsi la disparition de la mollasse à Pierre-Longue, à Pont-d'Avignon, sous le village des Angles (Gard). Des faits de discordance avec érosion ont été, je crois, signalés dans le Miocène de l'Espagne et de l'Algérie, mais on n'en a pas, jusqu'à présent, indiqué d'exemple dans le bassin du Rhône.

Il resterait à supposer, et c'est l'hypothèse à laquelle notre éminent confrère, M. Depéret, s'est arrêté, lorsque je lui ai fait visiter la localité de Pierre-Longue, que la mollasse à *Pecten præscabriusculus* a disparu par étirement, par glissement, par effondrement dans les profondeurs du synclinal. Cette dernière hypothèse trouvera, certainement, bien des incrédules. On s'explique, en effet, plus difficilement, par étirement, par glissement, que par érosion, la disparition complète des quinze à vingt mètres de mollasse marno-calcaire qui devraient se trouver entre le conglomérat, objet de cette note, et le *safre*.

Je reconnais, volontiers, que j'ai posé le problème plutôt que je ne l'ai résolu.

Le problème dont il s'agit doit, je crois, compter parmi les plus embarrassants de la stratigraphie des terrains néozoïques du bassin du Rhône, et cette considération fera, je l'espère, excuser la longueur des explications dans lesquelles j'ai cru devoir entrer et mes hésitations.

NOTE N° 2

SUR LA DÉCOUVERTE DU *MASTODON ANGUSTIDENS* DANS LE MIOCÈNE
INFÉRIEUR (ÉTAGE BURDIGALIEN) DES ANGLÉS (GARD)

Je viens de recueillir dans la mollasse burdigalienne à *Pecten præscabriusculus*, exploitée sur le plateau des Angles, près de Ville-neuve-lez-Avignon (Gard), une molaire supérieure à trois collines et un talon, très typique, de *Mastodon angustidens* (Cuv.) (1).

On n'avait, jusqu'à présent, signalé aucun vertébré terrestre dans le Miocène inférieur du bassin du Rhône (2). Le *Mastodon angustidens* en particulier, espèce classique des sables de l'Orléanais (miocène inférieur) et de Sansan (miocène moyen), n'a été jusqu'à ce jour, cité, dans le bassin du Rhône, que dans le miocène moyen (fentes de carrière à la Grive St-Alban (Isère), couches à *Cardita Jouanneti* des environs de Sorgues, où M. Leenhardt a indiqué sa présence) (3).

Ce proboscidien a donc, dans le bassin du Rhône, la même extension verticale qu'ailleurs, extension comprenant le Miocène inférieur (étage Burdigalien = 1^{er} étage méditerranéen) et le Miocène moyen (2^e étage méditerranéen = étages Helvétien, Tortonien, Sarmatien).

(1) Détermination due à l'obligeance de notre confrère M. Depéret.

(2) Classification et parallélisme du système Miocène, par M. Depéret (*B. S. G. F.*, 3^e sér., t. XXI, p. 201).

(3) Renseignements de M. Depéret.

NOTE SUR LES FOSSILES MIOCÈNES
DU CONGLOMÉRAT DE PIERRE-LONGUE, PRÈS AVIGNON

par M. Charles DEPÉRET.

1. Les fossiles qui font l'objet de ce travail proviennent d'un lambeau assez peu étendu de conglomérat à galets siliceux ou calcaires souvent recouverts d'une patine verdâtre, lambeau directement appliqué contre un escarpement de calcaire néocomien au lieu dit *Pierre-Longue*, sur la rive droite du Rhône, à 2 kil. au N.-O. d'Avignon. Ce nom expressif vient de la présence, au-dessus même du point en question, d'un monolithe de calcaire qui a un peu vaguement la forme d'une femme pétrifiée, circonstance qui permettra de reconnaître la place du gisement en toute facilité.

Ce gisement, découvert il y a déjà plusieurs années par M. Nicolas, conducteur des ponts et chaussées à Avignon, a été de la part de ce zélé géologue et de M. le capitaine Schœdelin, l'objet d'une exploitation d'autant plus méritoire qu'il était nécessaire de faire sauter à la mine des blocs qu'on débitait ensuite pour recueillir les fossiles disséminés dans la gangue du conglomérat. Nos confrères MM. Caziot et Pellat, ainsi que MM. Allard et Bartésago, ont aussi exploré ce gisement avec soin et c'est par l'examen de ces diverses collections que j'ai pu arriver à dresser la liste de ces fossiles, travail assez délicat en raison de la rareté des coquilles pourvues de leur test et de la nécessité de se contenter souvent du moulage des contre-empreintes.

Au point de vue stratigraphique, notre savant confrère, M. Pellat, a montré, en poursuivant jusqu'à Beaucaire le prolongement de cette couche, qu'il s'agissait bien du conglomérat de base de la mollasse calcaire à *Pecten præscabriusculus* (Burdigalien supérieur) si fréquent à ce niveau dans tout le bassin du Rhône. Cette conclusion n'était pas facile à formuler par l'étude du seul gisement de Pierre-Longue, où, par suite de phénomènes locaux d'étiement ou d'érosion, le conglomérat se trouve directement recouvert, en l'absence de la mollasse calcaire, par les sables et les grès schistoïdes à *Pecten Gentoni*, qui occupent, ainsi que je l'ai indiqué ailleurs, un niveau notablement plus élevé dans la série miocène du bassin

du Rhône. Je renverrai pour ce qui concerne la stratigraphie détaillée, à la note intéressante que M. Pellat vient de rédiger sur la question.

2. Liste des fossiles de Pierre-Longue

I. CÉPHALOPODES

Aturia aturi Bast. Deux moules internes de petite taille (0,023 de diamètre) de la collection Nicolas, montrant bien le sinus cloisonnaire dirigé en arrière, situé vers le tiers externe, sont conformes aux spécimens de la colline de Turin, figurés par Michelotti (*Foss. mioc. Ital. sept.*, pl. XV, fig. 3-5) pour la disposition du lobe cloisonnaire, et aussi pour la forme générale de la coquille, à section subrectangulaire, avec aplatissement ventral bien accentué. MM. Pellat et Schœdelin ont recueilli des exemplaires de plus grande taille, mais incomplets.

L'espèce possède une grande extension verticale qui comprend tous les étages miocènes, du Burdigalien (faluns du Bordelais, Schlier d'Autriche), à l'Helvétien (Turin), et même au Tortonien, selon Bellardi.

Dans le bassin du Rhône, Fontannes l'a citée du Burdigalien du Comtat (mollasse marneuse à *Pecten prascabriusculus*) et je l'ai recueillie moi-même dans la mollasse calcaire burdigalienne de Reillanne (Basses-Alpes). L'espèce est donc jusqu'ici spéciale au 1^{er} étage méditerranéen dans notre région.

II. GASTROPODES

Cypræa leporina Lam. (in Hörnes, pl. 8, fig. 1). Moules internes bien caractérisés par leur forme élargie aussi bien en avant qu'en arrière, non acuminée. Espèce de Loibesdorf et de Bordeaux (Burdigalien), de Grund et de Touraine (Helvétien). M. Caziot l'a également recueillie dans la mollasse blanche des Angles (Gard) et de Vedènes (Vaucluse).

Trivia Dertonensis Michelotti (*Foss. mioc. Ital.*, pl. XIV, fig. 10). Espèce assez forte (max. de longueur 0,016) globuleuse, sans sillon dorsal et à costules transverses grossières. Très abondante à Pierre-Longue. Espèce de Tortone.

Trivia europæa L., var. *sphaericulata* Lam. Je rapporte à cette variété, citée en Touraine par MM. Dollfus et Dautzenberg, des spécimens de Pierre-Longue plus petits et à côtes plus fines que les précédents.

Trivia n. sp. Espèce sans doute nouvelle, à côtes beaucoup plus fortes et moins nombreuses.

Erato laevis Donovan (in Hörnes, pl. 8, fig. 9-10). Très abondante. Espèce à grande extension verticale, miocène, pliocène et actuelle.

Erato spiralis Doderl. Espèce allongée et fusiforme, à spire élancée, ayant presque l'apparence d'une Marginelle, dont elle diffère par le bord gauche épaissi de l'ouverture. Le type (in Sacco, *Moll. terz. Piemonte*, part. XV, p. 61, pl. III, fig. 69) de cette rare espèce est du Tortonien de Santa Agatha et de Monte-Gibbio.

Conus cf. *canaliculatus* Broc. (= *C. Dujardini* Desh. de Touraine). Moules à spire étagée, longue, dernier tour acuminé en arrière. Type de Touraine (Helvétien), de Cabrières (Tortonien) et du Burdigalien de Carry, etc.

Conus cf. *Mercati* Broc. Moules plus gros, à spire non étagée, à profil plan ou plano-concave.

Triton affine Desh. (in Bellardi *Mem. Ac. Torino*, t. 27, p. 241, pl. XV, fig. 1 = *corrugatum* in Hörnes, pl. 20, fig. 1-4). C'est probablement aussi le type de Touraine désigné par MM. Dollfus et Dautzenberg sous le nom de *subcorrugatum* d'Orb.

Espèce de Burdigalien de Bordeaux, de Sausset, de l'Helvétien de Touraine, du Tortonien et du Pliocène d'Italie.

Triton nodiferum Lam. (in Hörnes, pl. 19, fig. 1-2). Petite forme à deux rangées de tubercules bien réguliers, fort semblable au type pliocène du bassin du Rhône par la petitesse des tubercules.

Espèce de Lariéy (Aquitanien), de Turin, de Grund (Helvétien), de Baden (Tortonien) et du Pliocène.

Ranella Bellardii Weink. (in Bellardi, *Mem. Acad. sc. Torino*, t. 27, p. 265, pl. 15, fig. 6).

L'unique spécimen ne diffère du type figuré par Bellardi que par une spire un peu plus longue, et par ses côtes spirales granuleuses plus effacées ; les varices sont discontinues. Espèce rare de Turin et de Grund (Helvétien).

Ranella incerta Michelotti (*Foss. mioc. Ital. sept.*, pl. X, fig. 4). Espèce de la colline de Turin (Helvétien) reconnaissable à son élégante réticulation formée de séries de granules longitudinaux croisés par 4 à 5 lignes spirales. Bellardi me paraît réunir à tort cette forme à *R. gigantea* Lam.

Fusus cf. *Valenciennesi* Grat. (in Hörnes, pl. 31, fig. 13-15).

Caractérisée par des tours convexes sans carène, déprimés à la suture ; des côtes longitudinales assez nombreuses ; des stries spirales fines, régulières ; canal légèrement tordu.

Bordeaux (Helvétien). Santa Agatha et bassin de Vienne (Tortonien).

Nassa globata Broc. (in Bellardi, *Mem. Ac. Torino*, t. 34, pl. V, fig. 17), var. *cabrierensis* Fisch. et Tourn. (*Léberon*, pl. 18, fig. 7).

Selon Fischer et plus tard suivant Bellardi, cette variété pourrait être élevée au rang d'espèce. Le spécimen de Pierre-Longue se rapproche davantage du type de l'espèce par l'absence de côtes longitudinales sur les premiers tours. L'espèce existe dès le Burdigalien à Pont-Pourquey (Bordelais), mais est surtout pliocène : la variété est de Cabrières (Tortonien).

Columbella curta Bell. (in Hornes, pl. 11, fig. 4-6). Espèce du Bordelais (Burdigalien et Helvétien) du bassin de Vienne (2^e étage), de Touraine et de Turin (Helvétien). Je ne connais pas de citation de cette espèce dans le bassin du Rhône.

Mitra aperta Bellardi (in Hörnes, pl. 10, fig. 1).

Caractérisée par ses tours de spire plans et par son profil légèrement concave. Espèce de Pont-Pourquey (Burdigalien), de Grund et du bassin de Vienne, de Cabrières (Helvétien et Tortonien).

Clavatula cf. *excavata* Bellardi (*Mem. Acad. Torino*, t. 29, p. 192, pl. VI, fig. 18^a-18^b).

Le type de Pierre-Longue diffère du type par la partie postérieure des tours plus renflée et débordant la suture, ce qui le rapproche de *C. interrupta*.

Espèce de Turin (Helvétien) et de Tortone (Tortonien).

Trochus miocenicus Michelotti non Mayer (Mich. *Foss. mioc. Ital. sept.*, p. 176, sans fig.)

Bien caractérisée par 7 rangées de granulations spirales, plus deux carènes sur le dernier tour.

Fossile de Turin (Helvétien).

Trochus conulus L. (in Hornes, pl. 45, fig. 8).

Espèce à profil légèrement concave, modérément élevée, à surface presque lisse, avec un léger bourrelet près de la suture.

Espèce de Grund (Helvétien) et du Pliocène.

Trochus miliaris Broc. (*Conchyl. subap.* pl. 6, fig. 1)—Id. Hörnes, pl. 45, fig. 9).

Conforme au type de Vienne : spire allongée, sutures un peu débordantes : granules nombreux.

Espèce de Pont-Pourquey (Burdigalien), de Turin (Helvétien), du bassin de Vienne (Tortonien), et du Pliocène.

Trochus turgidulus Broc. (*Conchyl. subap.* pl. 5, fig. 16).

Conforme au type pliocène d'Italie.

Solarium, 2 espèces. Deux moules internes de la taille du *Sol. coracollatum* Lam.; un spécimen plus petit avec le test se rapprochant du *S. simplex* Bronn.

Natica tigrina Defr. (= *N. millepunctata pars* in Hörnes, pl. 47, fig. 1-2). Un spécimen grand avec le test conforme aux sujets des faluns de Bordeaux, à spire pourtant un peu plus élevée; nombreux moules plus petits, peut-être de la même espèce.

Type de Bordeaux, de Carry (Burdigalien et Aquitanien).

Turritella triplicata Broc. (*Conchyl. subap.* pl. 6, fig. 14).

Espèce du groupe *turris*, caractérisée par la simplicité de l'ornementation où dominant trois carènes principales, la médiane plus saillante avec quelques indices de cordons spiraux intermédiaires plus effacés. Type Pliocène.

Calyptrea cf. *chinensis* Lam. (in Hörnes, pl. 50, fig. 17).

Moules internes, à base orbiculaire, à profil paraissant un peu plus renflé que dans le type de Vienne. Forme répandue à tous les niveaux du Néogène.

Fissurella italica Defr. (Hörnes, pl. 50, fig. 28).

Caractérisée par la forme générale plus étroite en avant qu'en arrière. Type à grande extension verticale dans le Néogène.

Actæon sp. Moule interne.

III. LAMELLIBRANCHES

Pecten opercularis L. Deux spécimens munis de leur test différent du type *præscabriusculus* par leurs valves moins bombées, des côtes plus nombreuses (24 au lieu de 13), plus étroites, plus tranchantes, ornées de trois costules dont la médiane plus forte, à intervalles lisses. L'espèce abonde dans la mollasse burdigalienne de Montfrin, associée au *P. præscabriusculus*. Les variations du type *opercularis* dans la série néogène mériteraient d'être étudiées d'une manière précise.

Lima cf. *squamosa* Lam. Type commun à tous les niveaux du Néogène.

Lima subauriculata Mont. (in Hörnes, pl. 54, fig. 6).

Type très bien caractérisé par sa forme générale bombée et équilatérale.

Espèce de Bordeaux (Burdigalien supérieur) de Grund (Helvétien), de Steinabrunn, Lapugy (Tortonien) du Pliocène de Rhodes et d'Italie, et actuel.

Arca barbata L. Espèce à grande extension verticale, allant de l'Aquitainien à l'époque actuelle.

Cardita cf. *crassa* Lam. Moules de petite taille ayant bien la forme des sujets de petite taille de Touraine, avec leur bord antérieur dépassant notablement le sommet. Espèce d'Eggenburg (Burdigalien), de Grund et de Touraine (Helvétien).

Cardita Michaudi Tournouër (in Locard, *Arch. Mus. Lyon*, t. II, pl. 19, fig. 9-10).

Caractérisée par sa forme tout à fait trapézoïde.

Espèce du grès à Cardites de Fontannes, horizon un peu supérieur à celui de la mollasse burdigalienne. Elle est aussi très abondante dans les sables tortoniens de la région de St-Génis d'Aoste, en Dauphiné.

Venus, *Saxicava*, *Tapes*, *Lucina*, indéterminables.

Corbula sp. Petite forme triangulaire rappelant *Corb. revoluta* Broc. et *carinata* Duj.

Cypricardia cf. *transylvanica* Hörnes (pl. 20, fig. 5).

Moule interne semblable au type de Lapugy par son sommet très déjeté en avant et le côté postérieur assez dilaté. Type de Lapugy et de Mauras, près Saucats.

Clavagella sp. Moule de la coquille avec une portion du tube.

Dosinia exoleta L. Bonne contre-empreinte montrant bien la forme arrondie de la coquille, son sommet peu saillant et ses stries concentriques fasciculées.

L'espèce, qui est encore vivante, est surtout pliocène, mais elle existe dès le miocène de Touraine, de Grund, de Suisse (Helvétien). Dans le bassin du Rhône, Fontannes la cite seulement dans le Pliocène.

Thracia cf. *ventricosa* Phil. Moules internes plus petits, mais de même forme que le type.

IV. BRACHIOPODES

Terebratula sinuosa Broc. (*T. sinuosa* et *pedemontana* Seguenza (*Paléont. d. distr. d. Messine, Soc. ital. di sc. nat.* 1863, pl. IV, fig. 2-3. Davidson, *Ital. tert. Brachiop.* (*Geol. Magaz.* 1870, pl. 18, fig. 3-5).

Espèce biplissée, avec un pli médian bien accusé sur la valve ventrale, un gros foramen, un sommet peu courbé. Quelques spécimens ont les plis plus accusés et remontant plus haut que dans les types de Seguenza. Davidson en figure d'aussi plissés.

Type du miocène de Malte, d'Espagne, d'Algérie, d'Italie (Burdigalien, Helvétien) et du pliocène de Sienne.

Des spécimens plus petits, plus allongés, rappellent tout à fait la forme figurée par Seguenza (loc. cit. pl. IV, fig. 4-5) sous le nom de *pedemontana* Lam., espèce que Davidson réunit à *T. sinuosa*.

Rynchonella bipartita Broc. (Davidson, loc. cit. pl. 20, fig. 1-3).

Variété à plis médians accentués. — Type miocène et pliocène.

Rynchonella Nysti Davidson. (*Geol. Magaz.* t. I, 1874). Petite espèce, suborbiculaire, à sommet prolongé et aigu, à large sinus ventral médian peu accusé, ornée de 14-16 plis marginaux, qui s'effacent vers le centre de la coquille. Le type est du pliocène d'Anvers; Tournouër l'a citée en outre (*Ann. soc. malac. Belgique* 1875, p. LX) du Miocène de l'Anjou, de Bretagne et du Cotentin.

Megerlia orbicularis Menegh. (in Davidson, loc. cit., pl. 21, fig. 4, p. 405).

Caractérisée par sa forme orbiculaire, son sommet recourbé, ses ornements lamelleux, ses stries rayonnantes, il est vrai peu visibles. Davidson tend à considérer cette espèce comme une simple variété de *M. truncata*.

Type du miocène supérieur de S. Dalmazio et de Palazzo, près Sienne.

V. ECHINODERMES

Cidaris Avenionensis, Desm.

Fragment de test et radioles caractérisés par leur ornementation de granules allongés discontinus.

Type très répandu dans la mollasse burdigalienne du bassin du Rhône.

Psammechinus monilis Desm. (Desor, *Synopsis Echinides*, p. 121, pl. 18, fig. 10-12). Cette espèce se distingue à première vue des autres espèces du genre par sa forme globuleuse, assez élevée. — Déjà citée par Fontannes du Burdigalien du bassin de Visan.

VI. POLYPIERS

Turbinolia sp.

VII. VERTÉBRÉS

Chrysophrys sp. Dents isolées.

Lamna contortidens Ag. Dents isolées.

3. *Discussion.* — La faune de Pierre-Longue est une faune tout à fait littorale, de côte rocheuse, caractérisée par l'abondance des Gastropodes, des Lamellibranches et des Brachiopodes, et aussi, quoique en moindre proportion, des Echinides.

L'intérêt principal de ce gisement est de nous faire connaître d'une manière un peu complète le *facies littoral* à *Gastropodes* correspondant à la mollasse marno-calcaire à *Pecten præscabriusculus*, c'est-à-dire à l'assise supérieure du *Burdigalien* ou *premier étage méditerranéen*, dont les beaux gisements de Saint-Paul-Trois-Châteaux, de Saint-Resitut, d'Istres, de la Valduc, etc., nous ont surtout montré le *facies* à *Huitres* et *Pectinidés*.

Il devient ainsi possible de comparer cette faune de *Gastropodes* du *Burdigalien supérieur* à celles de l'*Aquitainien* et du *Burdigalien inférieur* de la côte de Carry, ainsi qu'aux faunes homologues du *deuxième étage méditerranéen* de Cabrières-d'Aigues et de Sulauze, c'est-à-dire aux *facies* plus ou moins analogues des différents horizons du miocène de la vallée du Rhône.

Dans son ensemble, la faune de Pierre Longue est aussi distincte de celle des couches inférieures du Néogène de Provence que de la faune tortonienne de Cabrières. Le nombre des espèces communes avec l'*Aquitainien* supérieur et le *Burdigalien* inférieur de la côte de Carry est en effet assez limité et se réduit aux types suivants :

Conus canaliculatus.

Corbula carinata.

Triton affine.

Cidaris avenionensis.

Natica tigrina.

Psammechinus monilis.

Lima squamosa.

Il me paraît évident qu'une différence de faune aussi radicale doit être mise principalement sur le compte d'une différence de *facies*. Cette conclusion me semble d'autant plus certaine que le gisement de Pierre-Longue ne possède non plus presque aucune forme commune (à part les *Echinides* et le *Pecten opercularis*) avec la faune de la mollasse calcaire des bassins de la Drôme et du Vaucluse, dont elle est pourtant contemporaine.

Les différences sont tout aussi tranchées entre Pierre-Longue et les gisements tortoniens classiques des environs de Cucuron. Je ne trouve à mentionner comme formes communes que les suivantes, douées pour la plupart d'une très vaste extension verticale :

Nassa conglobata.

Calyptræa chinensis.

Conus canaliculatus.

Arca barbata L.

Mitra aperta.

Cardita crassa.

Erato lævis.

Corbula carinata.

Fissurella italica.

L'absence à Pierre-Longue des groupes si caractéristiques des petits *Murex*, des petites *Nasses*, d'*Ancilla glandiformis*, de *Car-*

dita Jouanneti constitue une différence, d'ordre négatif il est vrai, mais cependant très frappante dans la comparaison des deux gisements.

Si nous passons maintenant à l'examen des gisements étrangers au bassin du Rhône, on ne pourra manquer d'être frappé à première vue des nombreuses analogies que la faune de Pierre-Longue présente avec celle des *faluns de Touraine*, base du 2^e étage méditerranéen. On doit citer comme formes communes :

<i>Conus canaliculatus.</i>	<i>Trochus miliaris.</i>
<i>Fusus Valenciennesi.</i>	— <i>turgidulus</i>
<i>Triton affine (subcorrugatum).</i>	<i>Calyptræa chinensis.</i>
<i>Cypræa leporina.</i>	<i>Fissurella italica.</i>
<i>Trivia europæa.</i>	<i>Pecten opercularis.</i>
<i>Erato lævis.</i>	<i>Lima squamosa.</i>
<i>Mitra aperta.</i>	<i>Cardita crassa.</i>
<i>Columbella curta.</i>	<i>Arca barbata L.</i>
<i>Turritella triplicata.</i>	<i>Dosinia exoleta L.</i>

Des affinités non moins remarquables se manifestent avec la faune de Grund (Autriche), qui est tout à fait contemporaine des faluns de Touraine. On trouve à Grund la plus grande partie des espèces de la liste précédente et en outre :

<i>Triton nodiferum</i>	<i>Trochus conulus</i>
<i>Ranella Bellardii</i>	<i>Lima subauriculata</i>

On pourrait aussi relever, à l'aide des listes publiées par M. Mayer, de fort nombreuses affinités soit avec la faune du *Muschelsandstein* de Suisse (Burdigalien supérieur), soit avec celle de l'horizon de Berne et de St-Gall (base du 2^e étage méditerranéen) : mais cela m'entraînerait à des répétitions tout à fait inutiles.

Conclusions. — Les conclusions qui se dégagent à mon sens de cette discussion sont les suivantes :

1^o Il ne faut pas attacher une valeur stratigraphique trop grande aux faunes de Gastropodes miocènes, une bonne partie des espèces ayant une extension verticale qui embrasse et dépasse même assez souvent l'ensemble de ce terrain.

2^o La faune de Pierre-Longue présente d'incontestables affinités avec les faunes de la Touraine et de Grund. Cela n'a pas lieu de nous surprendre, étant donnée la distance stratigraphique assez

peu considérable qui sépare ces gisements : le premier appartient en effet à l'assise supérieure du *Burdigalien* (1^{er} étage méditerranéen), tandis que les faluns de Touraine et les sables de Grand représentent l'extrême base du 2^e étage méditerranéen (*Helvétien s. stricto*).

Pourtant l'absence complète à Pierre-Longue des groupes des petits *Murex* et *Nassa* à affinités tortoniennes, si caractéristiques par leur abondance dans les gisements du 2^e étage méditerranéen, donne à la faune du gisement des environs d'Avignon un cachet un peu moins récent qui concorde bien avec ces conclusions stratigraphiques.

RÉPONSE A LA COMMUNICATION FAITE PAR M. GENTIL

(Séance du 18 Mai 1896).

SUR QUELQUES GISEMENTS OPHITIQUES DE L'ALGÉRIE,

par MM. CURIE et FLAMAND.

Les faits exposés dans cette note ne font que confirmer les opinions émises par tous les géologues qui se sont occupés des phénomènes éruptifs en Algérie ; nous avons dès 1889, dans *l'Etude succincte des roches éruptives de l'Algérie* (1) développé l'ensemble de cette question, en nous basant sur de très nombreuses observations, faites dans la région tellienne des trois provinces. Nous nous étouffons de voir que M. Gentil nous attribue des opinions que nous n'avons jamais émises (*âge quaternaire de certaines émissions ophitiques*) et que, d'autre part, il laisse planer une sorte de doute sur l'attribution que nous en avons faite, de l'âge franchement tertiaire de ces émissions ophito-gypseuses (2). Notre travail sur ce sujet établissait précisément la distinction entre les gisements ophitiques *tertiaires* de l'Algérie, et les pointements ophitiques *triasiques* des Pyrénées.

D'ailleurs, cette dernière affirmation de l'âge non triasique des pointements gypso-ophitiques de l'Algérie a été nettement précisée par les travaux antérieurs des *géologues algériens* suivant l'expression de M. Gentil : Ville, MM. Peron, Pomel, Pouyanne, Thomas.

En particulier, nous nous permettons de rappeler le travail de M. A. Pomel (3) sur la région si métamorphisée de Soukharras et de M. P. Thomas (4) sur « les ophites de la Tunisie ».

(1) J. CURIE et G. FLAMAND. *Etude succincte des roches éruptives de l'Algérie*, in Explication de la 2^e édition de la carte géologique de l'Algérie au 1/800.000^e. Alger, 1890, p. 14.

(2) J. CURIE et G. FLAMAND. *Loc. cit.*, p. 15, « au point de vue de l'âge, nous » pouvons certifier que toutes les ophites que nous avons étudiées sont tertiaires. »

(3) A. POMEL. *C. R. Ac. des Sc.*, t. CVII, 2^e Sér., 2 juillet 1888. Congrès Ass. fr. avanc. Sc., Oran, 1888.

(4) P. THOMAS. *Recherches sur quelques roches ophitiques de la Tunisie*. *B. S. G. F.*, 3^e Sér., t. XIX, 6 avril 1891, p. 430.

Nous avons, en outre, établi dans notre étude les caractères très nets des *gypses éruptifs*, leur *âge tertiaire*, leur *genèse*, leurs rapports avec les émissions ophitiques, et nous avons également signalé leur cortège habituel de minéraux nombreux (1) :

Sel gemme, anhydrite, barytine, quartz, pyrite, tourmaline, fer oligiste, wernerites, dipyre, dolomie, cargneules, etc.

(1) J. CURIE et G. FLAMAND. *Loc. cit.*, p. 16, 17, 63, 64 et suivantes.

LE GRANITE DE BORDÈRES

(HAUTES-PYRÉNÉES)

SON AGE, SES RELATIONS AVEC QUELQUES AUTRES GRANITES PYRÉNÉENS.

par M. CARALP

En amont d'Arreau (Hautes-Pyrénées), et surtout dans la région de Bordères, se dresse une grosse protubérance granitique, coupée en deux parties inégales par la Neste du Louron. Cet îlot cristallin, qui, par sa forme ramassée, sensiblement ellipsoïdale, rappelle les culots éruptifs du Cotentin, a modifié de la façon la plus profonde, au contact immédiat et parfois à distance, les sédiments anciens qui l'entourent de tous côtés.

Nous nous proposons, dans cette note, de rechercher à quel horizon géologique ces sédiments doivent être rapportés ; ce résultat obtenu, il nous sera facile d'en tirer parti pour déterminer l'âge de cette roche éruptive. On verra que les circonstances de gisement nous ont permis de résoudre cet important problème avec toute la précision désirable.

Il est, au préalable, nécessaire de se rendre compte de la structure générale de la contrée. Une coupe de la vallée de la Neste entre Camous et la Bareille, par Arreau, est très instructive à cet égard. Elle montre d'ailleurs avec une extrême netteté une belle succession d'étages paléozoïques sur lesquels nous avons déjà appelé l'attention (1). Nous nous bornerons ici à énumérer d'une manière rapide les principales assises qu'on trouve dans le trajet. De Camous à Arreau on rencontre tour à tour, succédant aux terrains secondaires (Jurassique et Crétacé) de Sarrancoli, la série suivante (fig. 2) :

P. — Conglomérats rougeâtres et argilolites de Camous représentant le Rothliegende et par suite le Permien moyen. Ce système, puissamment développé, présente sur son bord sud des grès et schistes à végétaux et à fossiles marins qui nous ont paru se rapporter au Permien inférieur.

H³ — Schistes et grès houillers de Fréchet, avec végétaux (*Calamites*, *Fougères*) et intéressantes intercalations de fossiles marins.

H¹b. — Calcaire à *Productus* et à *Polypiers* d'Ardengost, ordinairement

(1) C. R. de l'Ac. des sciences, 23 mars 1892.

noir, à enduits anthraciteux, avec brèches et lits schisteux subordonnés. Correspond probablement à la partie supérieure de l'Anthracifère.

H'a. — Schistes argileux d'Arreau, à *Encrines* et *Productus*, horizon des schistes de Larbont (Ariège), se rapportant à la base de l'Anthracifère (étage Dinantien).

Ces schistes anthracifères sont extrêmement développés dans le bassin d'Arreau, mais leur puissance est singulièrement exagérée par la présence de plusieurs plissements ainsi qu'on peut s'en assurer en longeant la rive gauche de la Neste. Ce complexe de couches constitue toutefois dans son ensemble un large anticlinal ondulé, le plus souvent dissymétrique, qui se poursuit sur de grandes distances ; nos coupes (de 1 à 4) le montrent traversant toute la région d'Arreau depuis le col d'Aspin jusqu'au Monné d'Oueil, placé sur les confins de la vallée de Luchon.

Sur le bord sud de cet anticlinal apparaît en divers points, et particulièrement dans la Bareille, une nouvelle bande calcaire, du même âge que celle d'Ardengost. Bien que présentant parfois des caractères lithologiques très différents, cette assimilation ne nous semble pas douteuse, attendu que sur le méridien de Pouy, elle est recouverte par les schistes et les grès houillers de la région du Monné (fig. 3 et 4) que surmontent à leur tour près du col de Ris les conglomérats permien, toutes roches constituant un pli synclinal qui se développe de plus en plus à mesure qu'on s'avance vers l'ouest.

Or, dans le défilé qui donne accès dans la Bareille, en-dessous d'Ys et non loin de Jezeau, la bande calcaire se trouve en contact avec le granite de Bordères. L'action de la roche éruptive est des plus manifestes, de sorte qu'on peut constater sur ce point les diverses particularités minéralogiques qui s'observent dans les calcaires métamorphiques : augmentation de cristallinité, dolomitisation, imbibition générale de silice, développement de silicates calciques (grenat, idocrase, wollastonite, pyroxène), production de cornéennes ; parfois aussi (notamment vers les Bains du Louron), les calcaires prennent des tons verdâtres ou rougeâtres qui rappellent d'une manière frappante la livrée habituelle des marbres de la série des griottes.

De ces modifications métamorphiques qui sont constantes sur la lisière du massif, nous pouvons conclure que le granite de Bordères est postérieur à l'époque anthracifère.

D'autre part, j'ai trouvé au nord de Fréchet, empâtés dans un conglomérat de la base du permien, des fragments de calcaires rouges

et verts, identiques à ceux qui, aux Bains du Louron, constituent l'auréole métamorphique du granite. On rencontre d'ailleurs des fragments de cette roche éruptive dans les conglomérats rougeâtres de la Haute Bareille. Elle est donc antérieure au permien ; sa venue paraît, par suite, se rapporter aux derniers temps de l'époque carbonifère.

Le granite n'est pas le seul élément du massif de Bordères, quoiqu'il prédomine et de beaucoup. On y trouve aussi de puissants filons de granulite et des dykes de quartz, ceux-ci ayant souvent pénétré dans les sédiments paléozoïques comme des apophyses du magma éruptif.

Examinons à tour de rôle chacune de ces roches :

1° *Granite*. — Le granite est très homogène, ordinairement gris ou gris bleuté, à éléments plus petits que moyens. La finesse du grain ne permet de distinguer à l'œil nu que du mica noir, du feldspath et du quartz ; parfois en outre on aperçoit des mouchetures vert pâle, de nature chloriteuse et des aiguilles d'amphibole presque toujours verdie par des actions secondaires. Il n'est jamais porphyroïde.

Le microscope donne la composition suivante :

Éléments primordiaux : Magnétite, fer titané, apatite. — Mica noir, amphibole. — Feldspath plagioclase habituellement limpide, orthose ordinairement altéré. — Quartz en plages de seconde consolidation, à contours sinueux.

Éléments secondaires. — Hématite, chlorite, calcite.

Aux environs d'Ithau, j'ai recueilli un granite qui, au premier abord, ne se différencie du précédent que par la teinte un peu verdâtre du feldspath, mais qui, au microscope, présente du zircon et (particularité qui nous a surpris), un certain nombre de cristaux de section octogonale, presque dénués de polychroïsme, jaunes en lumière polarisée, à extinctions symétriques qui nous paraissent se rapporter à un pyroxène incolore, du groupe du diopside, en sections appartenant à la zone *ph*¹.

La composition de cette variété serait en somme la suivante :

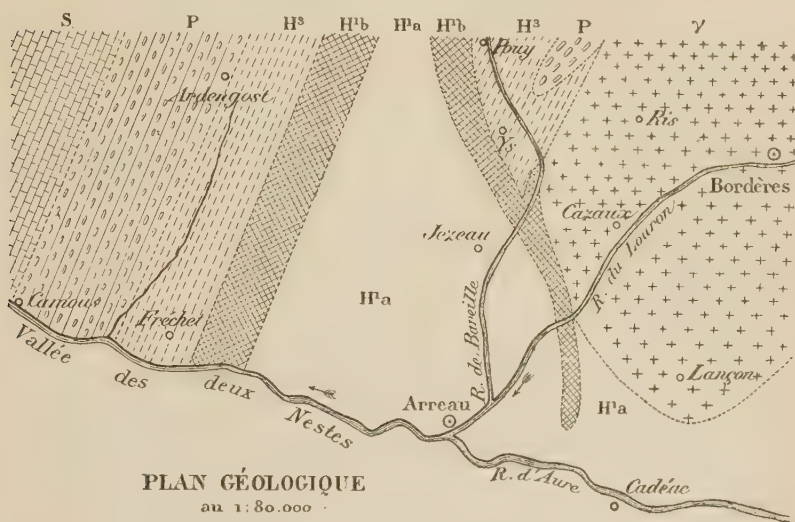
Éléments primordiaux : Fer titané, zircon. — Mica noir rare, amphibole, pyroxène. Feldspath plagioclase. — Quartz de deuxième consolidation.

Éléments secondaires : Calcite, hématite, chlorite, épidote.

Cette roche accidentelle, basique par rapport à la précédente, représenterait, selon nous, non un épanchement différent, mais une simple différenciation du magma éruptif. Nous nous sommes

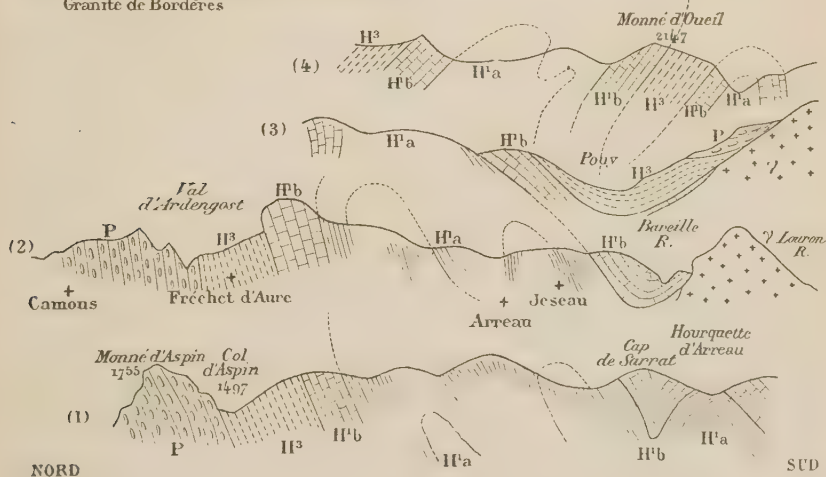
RELATIONS DU GRANITE DE BORDÈRES avec les terrains anciens des environs d'ARREAU

← Nord



LÉGENDE EXPLICATIVE

- S T. secondaires ... Calcaires de Sarrancolin
P Permien Conglomérats de Camous
H³ Houiller Grès et schistes de Fréchet d'Aure
H¹b Anthracifère sup^r... Calcaire d'Ardengost.
H¹a inf^r... Schistes d'Arreau.
Granite de Bordères



demandé s'il n'y aurait pas là une modification endomorphe due au contact de ce magma avec un milieu éminemment calcique.

2° *Granulites*. — Entre Bordères et Ris de puissants filons de granulite tourmalinifère, passant parfois au schorlrock, se sont fait jour à travers le granite, l'injectant de fines veinules riches en tourmaline.

3° *Quartz de filon*. — Sur la lisière du massif et plus souvent encore dans les sédiments ambiants se montrent des dykes de quartz parfois considérables, dont quelques-uns se poursuivent fort loin avec une remarquable continuité. L'un des plus remarquables est celui du moulin de Jezeau : il franchit la Bareille, le Luron et vient former près de Lançon, en vue de Cadéac, des escarpements de forme fantastique.

De ces trois roches, granite, granulite, quartz, le granite est sans contredit la première en date; le quartz est venu le dernier, accompagnant de près la granulite. On serait par suite tenté d'attribuer à ces roches le métamorphisme que nous avons imputé au granite. Nous ne nierons pas que leur rôle n'ait été considérable; toutefois il est à remarquer que sur beaucoup de points nettement modifiés le granite se montre seul. Il est à présumer d'ailleurs que ces roches se sont suivies de très près, et qu'elles représentent non des éruptions successives, mais les diverses phases d'un même épanchement.

Le granite de Bordères n'est pas le seul dans les Pyrénées qui se soit fait jour à l'époque carbonifère. Nous rattachons à la même venue éruptive divers autres massifs : celui de Néouvielle, qui présente sur ses bords les mêmes effets métamorphiques; dans l'Ariège, celui de Bassiès, qui se prolonge dans les montagnes d'Aulus et d'Ustou, les îlots du Port de Salau et de la base du Montvallier, et surtout, bien que présentant des caractères pétrographiques un peu différents, le massif de Bethmale dans la vallée de Castillon, où le métamorphisme a atteint non-seulement le calcaire anthracifère, mais encore les schistes houillers, les chargeant de cristaux de chiastolite, les transformant en cornéennes; en outre ici, comme dans les Hautes-Pyrénées, les conglomérats permien du voisinage renferment des galets très nets de la roche éruptive. Les observations que nous avons faites dans cette partie de l'Ariège viennent donc corroborer, en leur donnant encore plus de précision, les conclusions que nous avons formulées à propos du granite de Bordères.

Séance supplémentaire du 22 Juin 1896

PRÉSIDENCE DE M. G. DOLLFUS, PRÉSIDENT.

M. Priem, Vice-Secrétaire, donne lecture du procès-verbal de la dernière séance, dont la rédaction est adoptée.

M. le Président annonce la présentation d'un nouveau membre.

M. le Président offre à la Société, au nom de M. Gosselet, un ouvrage ayant pour titre : *Constant Prévost, coup-d'œil rétrospectif sur la géologie en France pendant la première moitié du XIX^e siècle.*

M. de Lapparent offre à la Société une note *sur la structure et l'histoire des Balkans d'après M. Franz Toula.*

M. J. Bergeron, dans une récente tournée qu'il vient de faire dans les terrains anciens du Lyonnais et de la bordure orientale du Plateau Central, a étudié tout particulièrement la série cristallophyllienne. Seul le premier terme de cette série, le gneiss granitique, fait défaut dans la Montagne Noire. Tous les autres termes sont identiques dans les deux régions ; mais, tandis que chacun d'eux a une largeur de plusieurs kilomètres dans la région de Lyon et de St-Etienne, toute la série est à peine large d'un kilomètre dans le Midi. Tous ces termes passant les uns aux autres et correspondant à des degrés différents de métamorphisme, il semble rationnel d'y voir une simple série métamorphique, plutôt qu'une succession stratigraphique.

Sans avoir la prétention de résoudre la question de la genèse des gneiss ni des roches éruptives granitoïdes, M. J. Bergeron signale à Raspaillac, près Olargues (Hérault), un nouvel exemple d'un filon de granulite présentant la structure des filons concrétionnés.

De plus les calcaires cambriens, avant de se transformer en amphibolite et en pyroxénite, se chargent lit par lit de grains de silice. Ceux-ci augmentent en nombre à mesure que le calcaire offre un métamorphisme plus accusé. La silice introduite ainsi ne peut être arrivée qu'à l'état de dissolution et non de fusion, sinon le calcaire aurait été modifié complètement.

Il semble donc que, conformément aux idées déjà émises par M. Munier-Chalmas, les phénomènes de dissolution aient joué un grand rôle très important dans la formation de la granulite et des roches métamorphiques.

M. Munier-Chalmas présente quelques observations.

M. J. Bergeron, à propos d'un travail que vient de publier **M. Puiseux** sur les formations de la surface lunaire, rappelle les expériences qu'il a entreprises en 1882 (1) dans le but de reproduire ces accidents. Pensant que les phénomènes qui avaient donné lieu à la formation des mers, des cirques, etc., étaient comparables à ceux qui se passent lors du rochage (dégagement brusque de gaz dissous dans un bain métallique fondu, au moment de sa solidification), il a insufflé de l'air, après fusion, dans un alliage au moment où il se couvrait d'une croûte solide. En modifiant l'allure de ce courant d'air, il a obtenu les cirques simples en forme de puits, les cirques à double enceinte, les dykes occupant le milieu de certains cirques. Il va reprendre ces expériences et espère pouvoir les compléter.

Si cette théorie du rochage s'applique à la lune, comme c'est vraisemblable, sa surface serait telle qu'elle était lors de sa solidification ; elle n'aurait été modifiée par aucune action érosive et, par suite, correspondrait à un stade de l'évolution de la terre très éloigné, dans le passé, du stade actuel.

MM. Munier-Chalmas et **Léon Janet** présentent quelques observations.

M. de Lapparent fait remarquer qu'on trouve, sur notre globe, un exemple très caractérisé d'une structure identique avec celle des cirques lunaires. Il s'agit du cratère de Coon Butte, dans l'Arizona, célèbre par les masses de fer natif de Canyon Diablo, qui ont été trouvées tout alentour. Ce cratère, exactement circulaire, mesure 1.200 mètres de diamètre. La saillie de son bord sur la plaine environnante est de 60 mètres, et son fond se trouve à 120 mètres au-dessous de la plaine, soit 180 mètres pour la profondeur du gouffre. Ce dernier, sur ses parois, laisse voir des couches régulières de calcaire, uniformément relevées en dôme vers le centre. Les talus extérieurs sont jonchés de blocs de calcaire et de grès, provenant de la cavité.

Il n'y a pas le moindre doute qu'on se trouve en présence d'un cratère d'explosion dû à la force expansive de gaz sous-jacents, mais qui n'ont pas entraîné d'ascension de roche éruptive. Ce sont sans doute ces gaz qui ont projeté les masses de fer natif à diamant, dont la conservation a été assurée.

(1) *C.-R. Ac. Sc.*, séance du 14 août 1882.

ÉTUDES SUR LA TECTONIQUE DES ALPES SUISSES

(PREMIÈRE PARTIE)

par M. Emile HAUG.

(Pl. XXIII)

L'étude géologique d'une région montagneuse peut être entreprise à des points de vue très différents. Si l'auteur qui se livre à cette étude est tant soit peu doué de l'esprit de synthèse, il ne se bornera pas à enregistrer simplement les faits qu'il aura observés, il cherchera à les coordonner, il tentera de reconstituer l'*histoire géologique* de sa région ou bien il entreprendra d'en faire la *synthèse géographique*. L'histoire géologique retracera les phases successives du cycle simple ou multiple de l'évolution de la région : la phase de *lithogénèse*, comprenant la sédimentation des dépôts et leur diagénèse; la phase d'*orogénèse*, dans laquelle s'édifie l'architecture de la région et qui comprend les phénomènes de plissement, d'effondrement et d'éruption volcanique; enfin, une phase que l'on pourrait appeler la phase de *glyptogénèse*, dans laquelle la région acquiert, grâce à l'action des agents atmosphériques, son modelé actuel. Le géologue historien est obligé de se faire tour à tour stratigraphe, tectonicien, pétrographe et géomorphologiste.

Quand il voudra entreprendre la synthèse géographique de la région qu'il étudie, il aura intérêt également à se placer successivement aux points de vue stratigraphique, tectonique et hydrographique. Faisant abstraction des érosions et des dislocations il établira la chronologie des sédiments, il fera de la paléogéographie; connaissant les matériaux qui prennent part à la constitution de la région montagneuse, il pourra, en suppléant par la pensée aux parties que les agents atmosphériques auront enlevées, rétablir les formes géométriques des plissements, reconstituer le réseau des fractures : enfin, analysant le réseau hydrographique actuel — et c'est à quoi se bornent trop souvent les géographes, même ceux des écoles les plus modernes, — il pourra étudier la morphologie de la surface actuelle, en négligeant plus ou moins la charpente profonde de la région.

Obéissant au besoin de classer, travers inhérent à l'esprit humain, le géologue géographe cherchera à subdiviser la région en sous-régions, en massifs, en zones longitudinales, de même que le géologue historien divise les temps géologiques en systèmes, groupes, étages. S'il se place au point de vue stratigraphique, il établira des *zones de sédimentation* ; groupant les plis en faisceaux, les fractures en réseaux, il créera des *zones tectoniques* ; circonscrivant les massifs au moyen des cours d'eau et groupant ces massifs d'après leurs affinités oroplastiques, il divisera la chaîne de montagnes en *zones orographiques*.

A l'occasion des études de détail auxquelles j'ai eu personnellement à me livrer dans les Alpes Françaises, j'ai cherché à me rendre compte des relations géographiques que présentaient ces régions avec les régions voisines, puis étendant plus loin le cercle de mes investigations, j'ai été naturellement amené à me demander où en était la synthèse géographique de l'ensemble de la chaîne des Alpes. Je constatai qu'il existait d'anciens essais de synthèse, comme ceux de Studer (1) et de Desor (2), excellents pour leur époque, mais aujourd'hui entièrement surannés ; qu'une esquisse magistrale de M. Suess (3), parue en 1875, était surtout un plaidoyer génial en faveur d'une théorie de la dissymétrie des chaînes de montagnes ; qu'un ouvrage beaucoup plus récent de M. Eb. Fraas (4) constituait un attrayant exposé de l'histoire géologique des Alpes, mais que le point de vue géographique y était fort négligé. Je m'aperçus que les essais de subdivision des Alpes en zones et en massifs, dus à M. A. Böhm (5), étaient exclusivement basés sur le réseau hydrographique. Je publiai moi-même un article sur « les régions naturelles des Alpes » (6), dans lequel je cherchai à donner, dans la division de la chaîne en zones et en massifs, une part bien plus considérable à la constitution géologique, mais je dus nécessairement m'arrêter, dans bien des cas, à des groupements artificiels. Depuis je me suis, de plus en plus, rendu compte de la nécessité qu'il y a d'étudier *séparément* les zones de sédimentation, les zones tectoniques et les zones orographiques. Il est presque illusoire, dans l'état actuel de nos connaissances, d'attacher dans une région une valeur absolue

(1) B. STUDER. *Geologie der Schweiz*. 2 vol. in-18, Berne-Zurich, 1851-53.

(2) DESOR. *Der Gebirgsbau der Alpen*. 1 vol. in-8, Wiesbaden, 1865.

(3) ED. SUESS. *Die Entstehung der Alpen*. 1 vol. in-8, Vienne, 1875.

(4) EB. FRAAS. *Scenerie der Alpen*. 1 vol. in-8, Leipzig, 1892.

(5) AUG. BÖHM. *Eintheilung der Ostalpen*. Vienne 1887. — Id. *Eintheilung der Alpen*. *Deutsche Rundschau für Geographie und Statistik*, XV. Jahrg. Vienne, 1893.

(6) *Ann. de Géogr.*, 3^e année, 15 janv. 1894, p. 150-172, avec carte.

à des subdivisions basées sur les trois ordres de caractères et qui seraient de véritables entités physiographiques.

Se restreignant aux Alpes du Dauphiné et de la Savoie, Charles Lory (1) faisait voir qu'elles « pouvaient être divisées, dans le sens de la longueur, en un certain nombre de zones, nettement séparées les unes des autres par des alignements de grandes failles, continues sur de grandes longueurs ; et que chacune de ces zones était caractérisée par la présence de certains étages qui lui sont propres, ou par des différences considérables de développement ou de facies minéralogiques d'autres étages communs à plusieurs zones (2) ». On voit que les « zones » de Lory étaient surtout des zones de sédimentation, bien que l'élément tectonique entrât, dans une certaine mesure, avec les grandes lignes de failles, dans leur définition. Mais, si l'on se place au point de vue tectonique pur, ces « zones » se trouvent être le plus souvent complètement hétérogènes.

J'en dirai autant des zones que M. Diener, dans un important ouvrage (3), s'est efforcé de retrouver dans toute l'étendue des Alpes occidentales et cependant l'auteur du « Gebirgsbau der Westalpen » envisage les zones « comme des parties de la chaîne caractérisées par l'unité de direction des plis et par les traits communs de la structure ». « Comparées aux plis isolés, ajoute M. Diener, ces zones représentent des termes tectoniques d'ordre supérieur ». M. Heim (4) a déjà montré que, malgré cette définition, les zones de M. Diener constituent « une notion confuse et bâtarde » et il ajoute que l'on devrait nettement distinguer les zones tectoniques et les zones stratigraphiques. J'ai pu m'assurer que les critiques de M. Heim étaient, en général, parfaitement fondées et que, ni dans les Alpes Françaises, ni dans les Alpes Suisses, le schéma tectonique de M. Diener n'était conforme à la réalité. Je n'hésite cependant pas à rendre à la tentative de l'auteur viennois l'hommage qui lui est dû. A une époque où la publication de la carte géologique suisse venait à peine d'être terminée, où n'avaient paru ni la monographie des Hautes Chaînes situées entre la Reuss et le Rhin, de M. Heim, ni celle de l'extrémité occidentale du massif de l'Aar de M. de

(1) Notice sur les travaux scientifiques de Charles Lory, in-4°, Paris 1881, p. 32.

(2) M. de Margerie définit d'une manière analogue les zones qu'il a reconnues dans les Pyrénées : « Zones successives, où la nature et le mode de distribution des terrains restent les mêmes sur de grandes longueurs, tandis qu'ils varient rapidement, au contraire, dans le sens transversal. »

(3) CARL DIENER, *Der Gebirgsbau der Westalpen*. 1 vol. in 8°, 243 p., 3 pl. Vienne, 1891.

(4) *Matér. Carte géol. Suisse*, livr. XXV, p. 151, 315, 376.

Fellenberg, où n'existait aucune feuille de la carte géologique détaillée des Alpes Françaises (si ce n'est celles de Grenoble et de Vizille, dues à Charles Lory), à une époque, enfin, où l'obsession des failles verticales hantait encore la plupart des géologues alpins, M. Diener sut, en utilisant des documents en grande partie insuffisants, donner un aperçu synthétique de la structure des Alpes occidentales dans lequel, pour la première fois, les questions de tectonique étaient mises au premier plan. Si l'ouvrage de M. Diener n'est plus en harmonie avec les résultats des dernières recherches, du moins plusieurs problèmes fondamentaux pour la connaissance des Alpes occidentales y sont-ils nettement posés et l'indépendance tectonique absolue des Alpes orientales et des Alpes occidentales y est-elle démontrée d'une manière irréfutable. Ce dernier résultat constitue peut-être le progrès le plus important qui ait été réalisé depuis vingt ans dans la conception théorique de la chaîne des Alpes.

Le moment n'est pas venu encore de refaire sur des bases nouvelles le livre de M. Diener : les cartes détaillées du Piémont sont encore manuscrites et ce n'est que dans quelques années que le levé géologique des Alpes Françaises sera complètement terminé. J'ai pensé que, s'il n'y avait pas lieu de donner à nouveau une étude détaillée sur la tectonique de l'ensemble des Alpes occidentales, il y aurait peut-être quelque intérêt à entreprendre cette étude pour les Alpes Suisses. Malgré que la carte géologique de la Suisse au 1/100000 (1) soit achevée depuis un certain nombre d'années, malgré que d'admirables monographies (2) fassent connaître en détail la structure de presque toutes les parties du pays, il est extrêmement difficile de se rendre compte de la continuité des grands accidents et des allures précises des faisceaux de plis. Le livret-guide géologique de la Suisse (3), publié à l'occasion du Congrès géologique international à Zurich, ne renferme aucun chapitre général sur la structure du pays. Si l'on fait abstraction des travaux de M. Heim et de ses élèves, on cherche en vain dans les monographies suisses des aperçus d'ensemble sur la tectonique des massifs étudiés et l'on y trouvera encore moins des schémas des « lignes directrices ». Cette lacune dans la patrie de la tectonique, dans le pays du grand Escher de la Linth, est faite pour

(1) Carte géologique de la Suisse, 25 feuilles, 1/100.000. Berne, 1859-1887.

(2) *Matériaux pour la carte géologique de la Suisse* (*Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*), 35 livraisons in-4^o, dont plusieurs en préparation. Cité en abrégé : *Matér.*, livr...

(3) 1 vol. in-8^o, 307 p., 13 pl., Lausanne 1894.

surprendre. Les faits sont le plus souvent observés et décrits, mais ils ne sont ni coordonnés ni interprétés et l'on se demande souvent si l'auteur a même essayé de les comprendre, de sorte que le lecteur est obligé de faire lui-même la coordination.

On conçoit que, dans ces conditions, un travail de synthèse soit rendu singulièrement difficile, aussi est-il probable que j'aurais reculé devant ces difficultés, si des questions théoriques d'un intérêt passionnant, relatives à la structure des Alpes Suisses, n'avaient pas été soulevées dans ces dernières années.

La Suisse, d'où est partie la théorie grandiose des grands plis couchés et des superpositions anormales, a vu éclore également les exagérations de cette théorie. J'aurai l'occasion d'en discuter les applications dans les présentes « études ».

Dans ce travail on trouvera en maints endroits des discussions relatives à la disposition des Alpes occidentales en éventail composé. M. Marcel Bertrand a établi, dans un très remarquable mémoire, que cette disposition était le trait fondamental de la tectonique des Alpes Françaises (1), mettant ainsi en évidence la symétrie bilatérale de la chaîne. Je chercherai à démontrer dans la suite que, en ce qui concerne les Alpes Suisses, la disposition en éventail est répétée de part et d'autre de la zone axiale et notamment dans les zones extérieures septentrionales.

Je pourrais insister encore, en débutant, sur le rôle important que jouent, dans les Alpes Suisses, les relaiements d'un faisceau de plis par un autre, plus intérieur, et sur l'existence, dans certaines parties, de dômes et de cuvettes synclinales, mais j'aurai maintes fois, dans le cours du travail, l'occasion de discuter ces notions tectoniques, dont l'introduction dans la science remonte à ces dernières années. J'ajouterai que, dans plusieurs notes préliminaires, j'ai pris date pour quelques-unes des conclusions qui seront développées ici. Les premières de ces notes sont de 1894 et sont antérieures à un voyage de quelques semaines que j'entrepris cette même année dans les Alpes Suisses, dans le but de vérifier sur les lieux les vues que m'avait suggéré l'examen des cartes géologiques et la lecture des monographies.

En vue de ce voyage, une subvention du Conseil municipal de Paris m'a été allouée par la section des sciences naturelles de l'École des Hautes-Études, sur la proposition de MM. Fouqué et Munier-Chalmas, auxquels je tiens à exprimer ici toute ma reconnaissance.

(1) MARCEL BERTRAND, Études dans les Alpes françaises. *B. S. G. F.* 3^e sér., t. XXII, p. 69-162, pl. III-VII.

PREMIÈRE PARTIE

LES ZONES INTÉRIEURES DES ALPES SUISSES

CHAPITRE PREMIER

L'ÉVENTAIL DES ALPES OCCIDENTALES

Dans des travaux récents j'ai admis l'existence, dans les Alpes du Dauphiné et de la Savoie, des zones tectoniques suivantes, qui peuvent être envisagées comme autant de grands faisceaux de plis :

- 1^o Zone jurassienne ;
- 2^o Zone du Chablais ou des Préalpes ;
- 3^o Zone des Hautes Chaînes de Savoie ;
- 4^o Zone delphino-provençale ;
- 5^o Zone des Aiguilles d'Arves ;
- 6^o Zone axiale houillère ;
- 7^o Zone du Piémont.

J'ai étudié ailleurs (1) les relations de la zone jurassienne avec la zone des Hautes Chaînes de Savoie et en particulier avec les chaînes secondaires de cette zone ; j'ai montré que plusieurs chaînons du Jura se continuaient jusque dans la région désignée par Lory sous le nom de Chaînes Subalpines et qu'ils constituaient les massifs de la Grande Chartreuse et du Vercors, à l'exclusion de tout élément tectonique ou orographique venant du Genevois ou des Bauges, le Semnoz excepté. J'ai étudié également les relations qui paraissent exister entre les Hautes Chaînes calcaires de Savoie et les massifs cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges et j'ai fait valoir les raisons qui nous autorisent à les ranger dans une zone tectonique unique. Des travaux récents ont montré que les « plis alpins » auxquels le massif du Mont Blanc doit sa surrection se continuent vers le sud pour former le petit massif du Rocheray et le massif des Grandes Rousses, constituant ainsi un

(1) E. HAUG, Etudes sur la tectonique des Hautes Chaînes calcaires de Savoie, *Bull. Serv. Carte géol.*, t. VII, n° 47, 92 p., 6 pl., 1895.

faisceau plus interne que le faisceau de Belledonne : que, d'autre part, les « plis hercyniens » des Grandes Rousses se continuent vers le nord dans le massif de Belledonne, de sorte qu'il paraît opportun de ranger également le faisceau du Mont Blanc dans la zone des Hautes Chaînes de Savoie.

Laissant, pour le moment, entièrement de côté la zone du Chablais, de même que la zone delphino-provençale, dont l'étude ne rentre pas dans le cadre de ce travail, je m'occuperai dans le présent chapitre des trois zones intérieures des Alpes Françaises qui seules, comme j'espère le démontrer, prennent part à la constitution des régions médianes des Alpes Suisses. Ces trois zones, la zone des Aiguilles d'Arves, la zone axiale houillère et la zone du Piémont, qui correspondent assez bien à la deuxième, à la troisième et à la quatrième zone alpine de Lory, constituent un ensemble disposé, comme l'a démontré M. Marcel Bertrand, *en éventail composé*. Il est rationnel, pour pouvoir définir cet éventail, de commencer son étude par la zone axiale.

ZONE AXIALE. — Le rôle axial que joue dans les Alpes françaises la « deuxième zone », constituée par un vaste anticlinal complexe de terrains houillers, avait été reconnu déjà par les anciens auteurs et Alphonse Favre avait remarqué que dans cette zone houillère les plis sont déversés vers l'ouest sur le bord ouest, vers l'est sur le bord est. Les coupes publiées depuis par MM. Zaccagna, Kilian, Termier et Marcel Bertrand ont montré qu'en Tarentaise et en Maurienne les plis de la « deuxième zone », c'est-à-dire ceux qui sont situés à l'ouest de la zone houillère, sont déversés vers l'ouest, vers la France, tandis que ceux de la « quatrième zone », c'est-à-dire ceux qui sont situés à l'est de la zone houillère, sont en général déversés vers l'est, vers l'Italie. M. Marcel Bertrand (1) a déduit de ces faits que « le trait caractéristique et essentiel des Alpes françaises est la structure en éventail ». Cette conclusion, parfaitement fondée pour la partie des Alpes Françaises plus particulièrement étudiée par M. Marcel Bertrand, c'est-à-dire pour le segment comprenant la Tarentaise et la Maurienne, n'est applicable à l'ensemble des Alpes Françaises, et à plus forte raison à toutes les Alpes occidentales, que sous certaines réserves que j'aurai l'occasion de formuler dans le cours de ce travail.

Déjà dans le Briançonnais la zone houillère cesse de présenter la disposition en éventail composé, les plis qui la constituent deviennent isoclinaux et sont déversés vers l'Italie. En même temps, elle

(1) *Loc. cit.* p. 71.

perd son individualité et se confond entièrement avec la zone des Aiguilles d'Arves, de sorte qu'ici le nom de zone du Briançonnais, appliqué à l'ensemble de la deuxième et de la troisième zone alpine serait justifié. Ce n'est que plus au sud-est, dans les Alpes Liguriennes, que la zone axiale reprend son individualité, en même temps que sa disposition en éventail, ainsi qu'il ressort des coupes de M. Zaccagna (1).

Quand on cherche à poursuivre la zone axiale houillère vers le nord et le nord-est, on éprouve des difficultés aussi grandes que lorsque l'on en recherche la continuation vers le sud et vers le sud-est. Jusqu'à la vallée de l'Isère, au nord, la limite occidentale de la zone ne peut faire l'objet d'aucune discussion, car elle est constituée, de Valloire jusqu'au Doron, par une ligne de contact anormal (« faille » de Lory), le long de laquelle le Houiller est refoulé sur le Trias (2). La limite orientale est non moins nette; elle correspond, depuis Polset jusqu'au Roc du Soufre, à une ligne de contact anormal analogue à celle de la limite occidentale, mais avec chevauchement en sens inverse. Le long de cette ligne le Permien est refoulé sur le bord occidental d'un important synclinal triasique, dont le plan axial est incliné vers l'ouest et que l'on suit sans interruption depuis Modane, par Polset, le col de Chavière, le Roc de la Pêche, jusqu'à la vallée du Doron, en amont de Bozel (3). Le flanc normal du synclinal s'adosse au massif permien de la Vanoise et c'est dans ce flanc que naît en pointe effilée, au sud de Pralognan, le massif anticlinal amygdaloïde de l'Aiguille du Midi et du Mont Pourri. Le synclinal du col de Chavière ne fait manifestement plus partie de la zone axiale houillère, dont il est localement séparé par une ligne de contact anormal; il doit être attribué déjà à la zone du Piémont, de même que les massifs amygdaloïdes du Mont Pourri et de la Vanoise.

M. Marcel Bertrand a suivi vers le nord le synclinal du col de Chavière; il a constaté qu'après une courte interruption correspondant à la vallée du Doron, ce synclinal se continuait avec une direction N.-S. jusque vers Peisey, puis qu'il subissait une brusque déviation vers l'est, pour reprendre de nouveau momentanément la direction N.-S. et atteindre Villaroger, avec une direction O.-E.

(1) D. ZACCAGNA. Sulla geologia delle Alpi occidentali. *Bull. R. Com. geol.*, vol. XVIII, 1887, pl. X.

(2) Feuille St-Jean-de-Maurienne.

(3) V. TERMIER. Étude sur la constitution géologique du massif de la Vanoise. *Bull. Serv. carte géol.* n° 20, coupes 14, 16, 17).

« Là, dit M. Bertrand (1), la vallée de l'Isère a entamé les roches profondément au-dessous du fond de la cuvette triasique, mais le Trias reparait juste en face, à l'ouest de la pointe de la Foglietta ». Après avoir séparé ainsi, sur une très grande longueur, la zone houillère axiale du massif de l'Aiguille du Midi et du Mont Pourri, la bande synclinale triasique se divise, d'après M. Bertrand, entre la vallée de l'Isère et la frontière franco-italienne, en deux synclinaux secondaires, dont le plus septentrional, dirigé d'abord de l'ouest à l'est, tournerait brusquement à angle droit et suivrait le versant occidental du Val Grisanche, pour atteindre à Arvier la vallée d'Aoste, tandis que le synclinal le plus méridional s'ouvrirait largement pour enserrer l'aire synclinale des Schistes Lustrés de la Grande Sassièr.

Si donc le massif de la Grande Sassièr naît au milieu d'une ramification du synclinal du col de Chavière, on peut en conclure que, de même que les massifs anticlinaux de la Vanoise et du Mont Pourri, il appartient à la zone du Piémont, dans laquelle il fait pendant à d'autres aires synclinales, telles que le massif de la Sana, et celui que traverse le tunnel du Mont Cenis. Il m'est impossible de souscrire à l'opinion de M. Marcel Bertrand et d'y voir un massif superposé au sommet de l'éventail houiller, comparable au Mont Jovet, car la Grande Sassièr ne se trouve pas dans la zone axiale houillère, vu qu'elle surgit dans la zone latérale orientale du grand éventail des Alpes Françaises.

J'ai tenu à préciser le rôle que joue le massif de la Grande Sassièr (2) par rapport à la zone axiale houillère, car la manière de voir de M. Marcel Bertrand entraîne des conclusions qui sont en désaccord avec l'interprétation des grands massifs valaisans, telle qu'elle est admise par la généralité des auteurs. Les Schistes Lustrés du val d'Aoste, prolongation probable de ceux de la Grande Sassièr, ensèrent les massifs cristallins de la Dent Blanche et du

(1) M. BERTRAND, *loc. cit.*, p. 101, pl. IV, VII.

(2) J'ai admis ici, avec M. Marcel Bertrand, que l'âge post-permien (triasique ou liasique) des Schistes Lustrés était actuellement démontré. Si, par contre, l'âge paléozoïque, anté-houiller des Schistes Lustrés venait à être établi, on devrait envisager le massif de la Grande Sassièr non plus comme une aire synclinale, mais comme une aire anticlinale, comme un massif à déversement périphérique, une sorte de « klippe » de terrains anciens surgissant au milieu des terrains secondaires. Dans le Picheri (Bertrand, *loc. cit.*, pl. V, fig. IV) on se trouverait alors en présence des charnières anticlinales de ceux des plis qui seraient déversés vers l'est. Ceci n'est évidemment qu'une explication possible pour le cas peu vraisemblable où l'opinion des géologues italiens sur l'âge des Schistes Lustrés viendrait à prévaloir.

Mont Rose, qui doivent donc être attribués à la même zone tectonique que la Grande Sassièrè ; tandis que M. Bertrand les considère comme faisant partie de la zone centrale de l'éventail alpin, qui s'élargirait considérablement, nous continuerons à les attribuer à la zone du Piémont, à la « quatrième zone » de Lory, et nous placerons la limite orientale de la zone axiale sur le bord ouest du synclinal triasique qui suit le versant occidental du Val Grisanche.

Grâce aux travaux de Baretto (1) et de Gerlach, il est possible de suivre la zone axiale des Alpes occidentales au-delà de la frontière franco-italienne, qu'elle franchit entre le Petit-Saint-Bernard et le col du lac Noir, et jusque dans le Valais ; il est manifeste qu'elle se continue par la zone médiane des Alpes valaisannes ou zone du Grand Saint-Bernard de Gerlach, zone présentant sur son bord occidental seulement du Houiller incontestable, sous la forme d'une bande étroite que l'on suit par la Salle, le col de la Serena, le col de Fenêtre, Liddes, Chables, le col des Etablons, jusqu'à la vallée du Rhône ; tandis que la partie principale de la zone est constituée par les schistes de Casanna, d'âge indéterminé, mais vraisemblablement anté-houillers. Ces schistes forment une large bande qui coupe la vallée d'Aoste, franchit l'arête principale des « Alpes Pennines » et traverse ensuite les vallées d'Entremont, de Bagnes, d'Héremence, d'Hérens et d'Anniviers, conservant une largeur assez constante. Sur tout le bord ouest et nord-ouest de la bande les schistes de Casanna sont renversés sur une bande de couches triasiques, qui, depuis le val de Bagnes, au sud, les sépare de la bande houillère. A l'entrée du val d'Hérens le renversement s'observe, d'après la carte de Gerlach (2), sur une largeur de plus de 5 kilom.

La disposition en éventail n'existe plus que localement, entre le val de Bagnes et le val d'Héremence, et le déversement vers l'ouest et le nord-ouest affecte en général toute la largeur de la zone.

A partir de la vallée de la Viège la zone axiale s'élargit brusquement (3) et s'étend vers le sud, jusqu'à Zermatt, en reprenant la disposition en éventail. Au sud d'une ligne allant de Stalden à St-Nicolas, les plis des schistes métamorphiques des vallées de Zermatt et de Saas sont tous déversés vers le sud-est (4).

(1) BARETTI, Studi geologici sulle Alpe Graje settentrionali. *Atti d. R. Acc. d. Lincei, Mem. d. Classe di Sc. fis., matem.* Ser. III. vol. III, 1879.

(2) V. GERLACH, Die Penninischen Alpen (*Matér.* Livr. XXVII), prof. II. Das südwestliche Wallis (*Matér.* Livr. IX), p. 112. Feuilles XVII et XXII.

(3) H. GOLLIEZ, Livret-guide, p. 227 et cliché 86.

(4) Ce brusque élargissement de la zone axiale correspond à l'intervalle entre les massifs centraux de la Dent Blanche et du Mont Rose.

J'examinerai plus loin les relations entre la zone axiale et les massifs de l'Aar et du Gothard et je me contenterai, dans ce chapitre, de donner un aperçu rapide des parties de la zone axiale situées au sud de ces massifs.

Toutes les coupes publiées montrent (1) que, à de rares exceptions près, à l'est de la route du Simplon et au sud de la bande de Schistes Lustrés dans laquelle est creusée la vallée du Rhône, tous les plis que l'on peut attribuer à la zone axiale sont déversés vers le sud. Le déversement est même si intense que le pli de Lebendun (pl. XXIII, VI), qui fait suite au sud au massif du Monte Leone (V), est couché vers le sud sur le pli du gneiss d'Antigorio (XIII), couché en sens inverse.

En même temps que s'exagère ainsi le déversement des plis de la zone axiale vers le sud ou plus exactement vers le sud-est, les schistes de Casanna deviennent plus cristallins et des parties plus profondes, métamorphisées jusqu'à être transformées en gneiss, viennent à l'affleurement, constituant le massif cristallin du Monte Leone et de l'Ofenhorn (V) et celui de Lebendun (VI).

Le massif du Monte Leone s'arrête vers le nord-est à l'Ofenhorn ; en effet, immédiatement au-delà de ce sommet, la bande de Schistes Lustrés de la vallée du Rhône, dont la continuation vers le nord-est sépare le massif du Gothard de celui du Monte Leone, se rencontre avec la bande des schistes de la Devera, que M. Schmidt assimile aux Schistes Lustrés. Le massif également gneissique de Lebendun (VI), par contre, qui naît en pointe effilée dans ce synclinal des schistes de la Devera, qu'il sépare en deux bandes distinctes, va en s'élargissant et en augmentant d'importance vers le nord-est, il se place dans le prolongement orographique du massif du Monte Leone. La bande méridionale des schistes de la Devera se continue vers le nord-est, mais non sans interruptions, par Fusio jusqu'à Campolungo (2), où elle se réunit avec une branche du synclinal de Bedretto, qui limite au nord le massif de Lebendun.

Le massif de Lebendun (VI) n'atteint donc pas le Tessin, mais le synclinal de Bedretto se bifurque à Airolo et ses deux branches enserrent le massif micaschisteux de Lucomagno (VII), le plus

(1) V. GERLACH, livr. XXVII, prof. I ; H. GOLLEZ, Livret-guide, cliché 87 ; H. SCHARDT, *ibid.*, pl. X, fig. 5 ; C. SCHMIDT, Livret-guide, pl. VIII, fig. 6. V. surtout : C. SCHMIDT, Entwurf einer Profilserie durch die Simplon-Gruppe, 14 coupes coloriées à la main, distribuées à l'occasion de la réunion de la Société helvétique des sciences naturelles à Zermatt et de l'excursion de la Société géologique suisse au Simplon.

(2) V. Livret guide, pl. VIII, fig. 1.

oriental des massifs que l'on soit en droit d'attribuer à la zone axiale et le dernier aussi des massifs à déversement vers le sud.

De même que le massif de Lebendun, il se soude localement au grand massif du Tessin, dont le bord septentrional est déversé vers le nord et que nous attribuerons à la zone du Mont Rose. Les deux branches du synclinal de Bedretto se réunissent de nouveau en aval d'Olivone dans le Val Blegno, où le massif de Lucomagno présente une terminaison périclinale.

ZONE DU PIÉMONT. — La zone du Piémont, 4^e zone de Lory, zone du Mont Rose de M. Diener, est située entre la zone axiale et la plaine du Pô. Autrefois considérée dans son ensemble comme un massif cristallin, émergé dès le début de la période jurassique, et assimilée à la zone centrale des Alpes orientales, dont elle était considérée comme la continuation directe, elle doit être envisagée maintenant, depuis la publication des remarquables « Etudes dans les Alpes françaises » de M. Marcel Bertrand, comme la zone latérale orientale du grand éventail des Alpes occidentales.

Trois formations sédimentaires *toujours concordantes*, inégalement métamorphiques, concourent à la formation de la zone du Piémont :

1^o Une série à métamorphisme intense; d'âge indéterminé, mais certainement anté-triasique. Ce sont des micaschistes et des gneiss connus sous le nom de gneiss du Grand Paradis, de gneiss d'Arolla, de gneiss d'Antigorio, de gneiss du Tessin.

2^o Une série triasique de quartzites, de calcaires dolomitiques ou de cipolins, de cargneules et de gypses.

3^o Une série très puissante de Schistes Lustrés (« Glanzschiefer ») calcaires, sériciteux, quelquefois micacés, considérée comme paléozoïques par les géologues italiens, comme triasiques par Lory, Gerlach et récemment aussi attribués en majeure partie au Trias par MM. Bertrand, Kilian et Termier, qui avaient momentanément accepté la détermination donnée par les géologues italiens. La même série a été attribuée, dans la Suisse orientale, au Lias par Theobald et par MM. Heim et Schmidt. J'ai montré, dans un précédent travail, le parallélisme qui existe entre les Schistes Lustrés et le Lias à facies dauphinois et j'ai envisagé ces deux formations comme des dépôts vaseux accumulés dans deux géosynclinaux séparés par le géanticlinal du Briançonnais, où se déposait le Lias coralligène ou bréchoïde.

Très souvent le Trias fait défaut au contact de la série métamor-

phique ancienne et des Schistes Lustrés. Dans les régions où prédominent les Schistes Lustrés on observe, à côté des bandes nombreuses de roches vertes serpentineuses, des bandes de Trias, considérées comme des synclinaux par les partisans de l'âge paléozoïque des Schistes Lustrés, comme des anticlinaux par ceux de l'âge liasique.

Aucune carte géologique ne permet de se rendre compte de la distribution des diverses formations dans la zone du Piémont. Sur les cartes italiennes les Schistes Lustrés ont été insuffisamment séparés des micaschistes anciens; sur les cartes de Vasseur et Carez et de Noë, les Schistes Lustrés sont marqués en Trias sur le territoire français, en Paléozoïque indéterminé sur le territoire italien; même sur la carte géologique de France au $\frac{1}{1000000}$ Lory n'a pu se résoudre à marquer en Trias les Schistes Lustrés du versant italien et leur attribue la teinte des micaschistes et des schistes chloriteux et sériciteux (ξ^2).

Au milieu de la masse des Schistes Lustrés, dont les plis multiples sont uniformément déversés vers l'est, surgissent des aires anticlinales constituées par les terrains de la série métamorphique ancienne, qui viennent troubler l'allure isoclinale de la région. Ces aires anticlinales affectent tantôt la forme de dômes réguliers, tels que le Mont Rose, tantôt celle de faisceaux amygdaloïdes, tels que la Vanoise, tantôt même celle d'éventails, tels que le massif de la Dent Blanche. Elles sont de plus en plus nombreuses, de plus en plus serrées les unes contre les autres, au fur et à mesure que, partant de la vallée de la Stura de Coni et suivant l'arc alpin, on se dirige d'abord vers le nord, puis vers le nord-est et vers l'est, jusqu'au contact des Alpes orientales. Suivant cette marche nous les énumérerons rapidement (1).

Voici d'abord, presque sur le bord de la plaine du Pô, le massif allongé de *Venasca* et de *Perrero*, constitué, autant que l'on peut en juger d'après les travaux existants, par des gneiss et des granites en intercalation isoclinale dans les Schistes Lustrés; puis vient,

(1) Les considérations tectoniques qui vont suivre sont en général indépendantes de la question, encore controversée, de l'âge des Schistes Lustrés; elles ne se trouveraient pas infirmées si — ce qui me paraît peu vraisemblable — l'âge paléozoïque de ces schistes venait à être démontré, car en tout état de cause les massifs gneissiques constituent des aires anticlinales qui surgissent au milieu de couches plus récentes. D'autre part les Schistes Lustrés de la zone du Piémont sont absolument indépendants de ceux du versant septentrional de l'éventail alpin, que les géologues suisses sont d'accord pour attribuer au Lias, tandis que M. Steinmann les considère comme éogènes.

sur la même latitude et à cheval sur la ligne de partage des eaux du Rhône et du Pô, le massif du *Mont Ambin* et du *Petit Mont Cenis*, formé, d'après M. Marcel Bertrand, par des couches permohouillères métamorphiques. Plus au nord surgissent, constitués par les mêmes formations, le faisceau amygdaloïde de la *Vanoise*, auquel M. Termier a consacré une si admirable monographie, et le massif de l'*Aiguille du Midi* et du *Mont Pourri*, qui est beaucoup moins connu que le massif de la Vanoise, mais semble posséder une structure analogue.

Dans une partie plus centrale de la zone du Piémont s'élève le gigantesque dôme gneissique du *Grand Paradis*, entouré comme d'une auréole par des plis de Schistes Lustrés, qui se traduisent par des bandes concentriques de « roches vertes (1) ».

Dans le segment de la zone du Piémont ordinairement désigné sous le nom d'Alpes Pennines (Pl. XXIII), nous rencontrons, sur le bord nord-ouest, le grand massif en éventail de la *Dent Blanche* (VIII), pendant de celui du Mont Blanc; dans la partie centrale, le dôme du *Mont Rose* (IX); sur le bord sud-est, le massif des *Tre Vescovi*, constitué par les gneiss du Val Sesia. Ces trois massifs sont séparés les uns des autres par des bandes synclinales de Schistes Lustrés et de Roches Vertes, celui de la Dent Blanche est complètement isolé, ceux du Mont Rose et des Tre Vescovi viennent se souder à l'est des sources de la Sesia Piccola par écrasement graduel du synclinal intermédiaire (2).

A l'est de la vallée d'Ossola toute la largeur de la zone du Mont Rose est occupée par un immense massif de gneiss, connu sous le nom de *massif du Tessin* (XIV). C'est un vaste dôme très surbaissé, dans les parties centrales duquel le gneiss est horizontal sur de très grandes surfaces et dont tout le bord interne présente un déversement manifeste vers le nord-ouest (3). Le massif du Tessin résulte en réalité de la réunion de plusieurs massifs gneissiques, qui viennent se souder par disparition des synclinaux intermédiaires de Schistes Lustrés ou de Roches Vertes. A l'ouest les massifs qui entrent en contact sont orientés O.-E. ou S. O.-N. E., à l'est leurs axes sont dirigés N.-S. D'après la carte de Gerlach (4), les

(1) V. « Carta geologica delle Alpi occidentali » de Zaccagna et Mattiolo, *Boll. R. Com. geol.* 1887, pl. XI, et carte géologique de l'Italie au 1/1000000.

(2) Voir C. F. PARONA, Valsesia e lago d'Orta. *Atti della Soc. ital. di sc. nat.*, vol. XXIX. Carte pl. I.

(3) Livret-guide, pl. VIII, fig. 1.

(4) Dans tout cet exposé j'ai les suivi indications de Gerlach, dont les observations récentes des géologues suisses ont presque partout confirmé l'exactitude. Un

massifs occidentaux dont la soudure donne naissance au massif du Tessin sont les suivants, en allant du sud au nord : 1^o le massif des *Tre Vescovi* et du *Val Sesia* (X), réduit à une bande étroite comprise entre la zone des amphibolites d'Ivrée et celle de Castiglione ; 2^o le massif du *Pizzo della Moriana* (XI), qui se soude complètement au sud-ouest au massif du Mont Rose ; 3^o le double massif du *Grauhorn* et du *Pizzo Pioltone* (XII) ; 4^o enfin, celui d'*Antigorio* (XIII). Le massif du Pioltone et celui du Pizzo della Moriana sont séparés par le synclinal de Domo d'Ossola qui s'élargit vers l'ouest, pour enserrer dans ses ramifications la partie septentrionale du massif du Mont Rose et l'étroite bande anticlinale gneissique de la *Cima di Camughera* (XIV). Vers le nord-est le synclinal de Domo d'Ossola se termine en pointe et le massif du Pioltone se soude à celui du Pizzo della Moriana, qui se soude également à celui des *Tre Vescovi*, par suite de la disparition du synclinal de Castiglione.

Le massif d'*Antigorio* reste indépendant jusqu'à Bosco. Il est séparé du massif principal du Tessin par un synclinal de Trias et de Schistes Lustrés que l'on suit d'une manière continue, sous la forme d'une bande étroite, depuis Gondo, sur la route du Simplon, par Crevola jusqu'à Bosco (1) ; c'est un anticlinal unique de gneiss granitoïdes, à racine très étroite, mais qui est complètement couché vers le nord-est sur le synclinal des Schistes Lustrés qui sépare la zone axiale de la zone du Mont Rose. Il était primitivement entièrement enveloppé dans ces schistes et nous avons vu plus haut que le massif de Lebendun était déversé en sens opposé, de manière à se trouver couché à son tour sur le pli couché d'*Antigorio*. C'est là un des accidents les plus extraordinaires que l'on connaisse dans la chaîne des Alpes et quoique son existence ait été reconnue par Gerlach dès 1859, ce n'est que dans ces dernières années que de nouvelles recherches, entreprises par MM. Gollier, Schardt et

mémoire récent de M. Stefano Traverso (*Geologia dell' Ossola*, in-8°, 275 p., 11 pl., 1 carte. Genova 1895), que j'ai pu consulter grâce à l'obligeance de M. A. Lacroix, professeur au Muséum, présente les faits d'une manière qui est presque constamment en contradiction avec les travaux de Gerlach. Non seulement les gneiss, les micaschistes et les amphibolites, mais encore les Schistes Lustrés et les calcaires triasiques sont attribués par M. Traverso au terrain archéen ; dans ces conditions il ne m'a pas été possible de tenir compte de l'ouvrage du savant pétrographe italien, dont je n'ai d'ailleurs eu connaissance qu'après avoir terminé la rédaction des pages ci-dessus.

(1) Voir C. SCHMIDT. Profilserie durch die Simplon-Gruppe, nos 1-7,

Schmidt (1), ont attiré à nouveau l'attention sur les deux grands anticlinaux couchés en sens inverse et superposés.

D'après les belles coupes de M. Schmidt, l'anticlinal d'Antigorio se redresse très rapidement à son extrémité occidentale ; à Gondo c'est un simple pli droit qui disparaît sous les Schistes Lustrés. A son extrémité nord-est l'anticlinal d'Antigorio, toujours déversé vers le nord-ouest, se soude complètement au grand massif du Tessin par disparition du synclinal intermédiaire.

De la route du Simplon au Val Blegno, c'est-à-dire sur une longueur de 80 kilomètres, on observe partout le déversement vers le nord-est, soit de l'anticlinal d'Antigorio, soit du bord septentrional du massif du Tessin et ce déversement se produit sur une largeur qui atteint parfois 15 kilomètres. Il m'a paru essentiel d'insister sur ces faits, car ils montrent :

1° Qu'un synclinal tel que celui des schistes de la Deveria, qui sépare sur une aussi grande longueur deux massifs déversés l'un vers l'autre, constitue une limite naturelle entre la zone axiale et la zone du Mont Rose ;

2° Qu'il existe, en dehors de la zone axiale, dans la zone latérale méridionale de l'éventail alpin, de grands plis couchés vers le nord, c'est-à-dire vers l'intérieur des Alpes, contrairement à la règle que l'on croirait pouvoir déduire de l'étude des Alpes Françaises.

Ce second résultat sera rappelé plus tard, quand nous aurons constaté qu'il existe au nord de la zone axiale des plis non moins importants couchés vers le sud, encore contrairement à la règle.

A l'est du Val Blegno nous nous trouvons en présence de faits d'un ordre tout différent. Trois massifs elliptiques de grand axe dirigé N.-S. et séparés par des synclinaux orientés de même sont soudés à leur extrémité méridionale en un massif unique, qui n'est autre chose que la continuation du grand massif du Tessin, tandis qu'à leur extrémité septentrionale ils sont indépendants et présentent une terminaison périclinale. Ces massifs, que l'on peut désigner sous les noms d'*Adula* (XV), de *Tambo* (XVI) et de *Suretta* sont constitués par des dômes de gneiss et de micaschistes primitivement recouverts par un manteau continu de Trias dont des témoins sont conservés dans les synclinaux du San Bernardino et du Splügen. Au lieu d'être droits et à plongement régulièrement périclinal, ces dômes sont tous trois déversés vers l'ouest. Le déversement du massif de Suretta est particulièrement intense, car les calcaires et les cargneules triasiques qui formaient le revêtement du massif

(1) V. Livret-guide, pl. VIII, fig. 6, pl. X, fig. 5, cliché 87.

sont renversés sur les Schistes Lustrés avoisinants, constituant les montagnes calcaires au nord du Splügen (1), gigantesques lambeaux de recouvrement longtemps restés énigmatiques.

On pourrait encore assimiler à la zone du Mont Rose les massifs du *Piz d'Err*, du *Bernina*, de *Tirano* et de la *Cima di Castello*, car ce dernier est en continuité parfaite avec la partie méridionale du massif du Tessin, mais je préfère réserver la discussion de leurs caractères tectoniques pour le chapitre dans lequel j'examinerai les relations entre les Alpes occidentales et les Alpes orientales.

Il ne nous reste plus, pour terminer cette esquisse de la zone du Mont Rose, qu'à étudier rapidement le bord italien de la zone.

Beaucoup d'auteurs (2) envisagent le bord intérieur de la chaîne des Alpes, de Coni au lac Majeur, comme une ligne de fracture limitant un champ d'affaissement ; depuis que M. Marcel Bertrand a montré que la zone du Piémont devait être considérée comme la moitié orientale de l'éventail des Alpes occidentales, cette interprétation n'est plus en harmonie avec les faits connus. En effet, si la zone du Piémont constitue le pendant de la moitié occidentale de l'éventail alpin, il est évident qu'il n'existe pas de dissymétrie dans la partie de la chaîne des Alpes située à l'ouest du lac Majeur. La zone interne des Alpes occidentales ne fait pas défaut, elle n'est pas effondrée et ne se trouve pas cachée sous la plaine quaternaire du Pô ; mais la zone du Piémont ne forme pas la continuation de la zone méridionale des Alpes orientales, elle ne se continue pas non plus par la zone cristalline axiale (zone des Hohe Tauern), dont elle est séparée par le prolongement du synclinal de l'Ortler (3), elle se trouve comme écrasée, à son extrémité orientale entre la terminaison occidentale des *Alpes septentrionales* et celle des *Alpes méridionales*, c'est-à-dire entre les deux troncs principaux qui constituent les Alpes orientales (4).

De même que la zone des Préalpes Vénitiennes, la zone des Alpes calcaires méridionales, la zone cristalline des Laes, la zone des

(1) Cette solution, adoptée maintenant par MM. Heim et Schmidt, et consignée sur la nouvelle carte géologique de la Suisse au $\frac{1}{500000}$, est vivement combattue par M. Rothpletz, qui tire du fait que les calcaires triasiques de Splügen sont superposés aux schistes des Grisons la conclusion que ces schistes sont paléozoïques.

(2) V. en particulier : SUSS, *Das Antlitz der Erde*. Vol. I, p. 312 ; C. DIENER, *Der Gebirgsbau des Westalpen*, p. 134.

(3) V. mon article « Contribution à l'étude des lignes directrices de la chaîne des Alpes » (*Ann. de Géogr.* 15 janv. 1896) et la carte qui l'accompagne.

(4) Je reviendrai sur cette interprétation dans la troisième partie du présent travail.

amphibolites d'Ivrée viennent tour à tour se trouver en contact immédiat avec la plaine du Pô, jouant successivement le rôle de zone de bordure, et de même que leurs plis plongent les uns après les autres sous la plaine, de même la zone du Piémont, de centrale qu'elle était, devient à son tour zone bordure et les plis qui la constituent viennent s'enfoncer eux aussi sous la vallée du Pô.

Entre Bellinzona et Ivree, les plis de la zone du Piémont sont séparés de ceux de la zone cristalline des Lacs par l'étroite zone synclinale des amphibolites d'Ivrée et semblent être tous parallèles aux limites des zones, tandis qu'entre Ivree et Lanzo ils seraient déjà coupés, quoique très obliquement, par le bord alpin. Entre Lanzo et la Doire Ripaire les plus méridionaux des plis ouest-est qui tendent à se disposer en auréoles autour du massif du Grand Paradis semblent plonger sous la plaine quaternaire, se raccordant peut-être en profondeur avec la zone des amphibolites d'Ivrée. Entre la Doire Ripaire et le Pô, le bord alpin est en général sensiblement parallèle aux plis, mais, entre le Pô et la Stura de Coni, il coupe de nouveau tous les plis à angle droit, de sorte que la zone du Piémont tout entière disparaît dans toute sa largeur sous les alluvions.

A l'est de Coni et jusqu'à la Bormida de Spigno, rien ne révèle sa présence et, à partir de Mondovi, les couches miocènes s'étendent immédiatement en transgression sur le bord de l'Apennin Ligure, c'est-à-dire sur la zone axiale (1) de l'éventail alpin. Ce n'est qu'après que, dans les environs de Savone, les plis de la zone axiale, en arrivant à la mer, ont subi une brusque inflexion vers le sud, en faisant affleurer des schistes cristallins plus anciens que le Houiller, que reparaît la zone du Piémont, d'abord sous la forme d'un petit affleurement qui pointe à Spigno sous le Miocène, puis sous la forme d'un grand massif rectangulaire de roches vertes qui touche au littoral entre Varazze et Gênes (2). Ici aussi les plis, d'abord O.-E., se recourbent à angle droit et atteignent la mer avec une direction N.-S., si bien qu'il est légitime de rechercher vers le sud la continuation de la zone du Mont Rose et que l'on peut se demander si la zone orientale de la Corse, constituée par des schistes d'âge indéterminé, associés à des roches vertes très développées, n'est pas précisément cette continuation.

Quoiqu'il en soit, il paraît dès à présent certain que l'Apennin n'est la continuation d'aucune des zones des Alpes occidentales et

(1) ZACCAGNA, Sulla geologia delle Alpi occidentali, pl. X.

(2) Carte géologique de l'Italie au 1/1000000.

que c'est bien — comme l'a démontré avec évidence M. Sacco (1) — la dépression des Giovi et non celle de Savone, et encore moins celle du col de Tende, qui constitue la limite naturelle entre les Alpes et les Apennins.

ZONE DES AIGUILLES D'ARVES ET DU VAL FERRET. — A l'ouest de la zone houillère axiale et la séparant de la zone du Mont Blanc s'étend une *zone latérale* constituée par une série de plis isoclinaux déversés généralement vers le nord-ouest et que l'érosion a entamés plus ou moins profondément, de manière à amener à l'affleurement les terrains les plus variés, depuis le Cristallophyllien jusqu'au Nummulitique. Cette dernière formation y constitue un large synclinal, correspondant à une chaîne dirigée N.-S. et connue sous le nom de chaîne des Aiguilles d'Arves, d'où le nom de *zone des Aiguilles d'Arves*, que j'ai proposé d'appliquer à l'ensemble de la zone (2). Comme la « troisième zone alpine » de Lory passe en arrière du Mont Blanc en suivant dans leur longueur le Val Ferret piémontais et le Val Ferret valaisan, on pourrait également la désigner sous le nom de *zone du Val Ferret*.

M. Kilian (3) a reconnu dans le segment de la zone qui nous occupe, situé au sud de l'Isère, plusieurs plis bien individualisés, qu'il a pu suivre sur une très grande longueur, ce sont les suivants :

1° L'anticlinal du Mont Charvin, dont le flanc inverse est souvent étiré, de manière à former un pli-faille, qui constitue la limite la plus naturelle entre la zone du Mont Blanc et la zone des Aiguilles d'Arves ;

2° Le synclinal des Aiguilles d'Arves, formé par du Bajocien, de l'Oxfordien et de puissants conglomérats nummulitiques ;

3° L'anticlinal à noyau triasique de Poingt-Ravier ;

4° Le synclinal liasique d'Albanette, auquel fait suite à l'ouest l'anticlinal souvent transformé en pli-faille que nous avons considéré comme la limite occidentale de la zone houillère axiale.

Contrairement à ce que l'on aurait pu croire d'après les travaux anciens, la zone des Aiguilles d'Arves atteint sur la rive droite de l'Isère et vers la frontière italienne une complication bien plus grande que celle qu'elle présente sur la rive gauche. Tandis que la

(1) F. SACCO, Les rapports géo-tectoniques entre les Alpes et les Apennins. *Bull. Soc. Belge Géol. Pal. Hydrol.* t. IX, p. 33-49, 1895.

(2) *Ann. de Géogr.* 5^e ann., n° 20, p. 170.

(3) W. KILIAN, Une coupe transversale des Alpes françaises. *Trav. du Lab. de Géol. de la Fac. des Sc. de Grenoble*, t. II, p. 51-46.

carte de Lory, Pillet et Vallet fait passer au sud du Mont Blanc une large zone uniforme de Schistes Lustrés triasiques, des explorations récentes de MM. Marcel Bertrand, Kilian, Révil et Ritter ont montré que la variété des terrains était aussi grande dans cette zone que dans la région au sud de Moustier. Lory n'avait pas constaté l'existence du Nummulitique au nord du Cheval Blanc, mais MM. Kilian et Révil (1) ont pu retrouver ce terrain plus au nord jusqu'au Cormet de Roselend, dans plusieurs synclinaux. Plus récemment, M. Marcel Bertrand (2) a reconnu entre la zone du Mont Blanc et la zone houillère axiale, trois bandes distinctes dont l'ensemble correspond à la zone des Schistes Lustrés et franchit la frontière franco-italienne entre le col de la Seigne et le Petit Saint-Bernard. Il importe surtout de constater ici que la zone des Aiguilles d'Arves ne cesse pas de conserver son individualité, qu'elle est toujours limitée à l'ouest par un anticlinal qui continue celui du Mont Charvin et confine, comme lui, au synclinal du col de la Madeleine, dans lequel naît le massif du Mont Blanc. Cet anticlinal, entamé localement jusqu'au Houiller, a été suivi par M. Révil (3) depuis l'Isère jusqu'au Cormet de Roselend et par M. Bertrand jusqu'au col de la Seigne.

Au delà de la frontière les plis de la zone qui nous occupe se continuent entre le massif du Mont Blanc et la bande houillère du Grand Saint-Bernard, coupant la haute vallée de la Doire entre Courmayeur et Morgex et suivant ensuite les deux Val Ferret. MM. Bertrand et Ritter ont observé, dans la coupure de la Doire, plusieurs anticlinaux triasiques, séparés par des synclinaux de brèches liasiques et ils ont pu constater que le massif gneissique de la Saxe formait un noyau anticlinal naissant sur le bord nord de la bande médiane de la zone des Aiguilles d'Arves.

Dans les deux Val Ferret, Gerlach distingue deux bandes de Schistes Lustrés, séparées par un anticlinal de quartzites et de cargneules triasiques. La bande occidentale, attribuée au Jurassique s'appuie directement sur le massif du Mont Blanc (4); la

(1) W. KILIAN et J. RÉVIL, Une excursion géologique en Tarentaise. *Bull. Soc. Hist. nat. Savoie*, 1893.

(2) M. BERTRAND, La Tarentaise au nord de l'Isère, *Bull. Serv. Carte géol.*, n° 53, p. 146.

(3) J. RÉVIL, Note sur le vallon de Naves (Tarentaise) et prolongation vers le Nord. *Ibid.*, n° 44, p. 143.

(4) M. Schardt donne dans le Livret-guide (p. 189) la succession des couches qui constituent cette bande et qui, d'après lui, reposeraient en discordance sur les terrains cristallins du massif du Mont Blanc. D'après M. Graeff (*Ber. naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. Br.*, IX, 2, p. 106) la surface de superposition des terrains sédimentaires aux terrains cristallins du Catogne serait au contraire un plan de chevauchement.

bande orientale est, par contre, teintée en schistes gris, calcaires, d'âge indéterminé (Sk). Je ne vois aucune raison d'attribuer un âge différent à ces deux bandes, car les schistes qui les constituent en majeure partie ne diffèrent en rien du Lias schisteux, du facies dauphinois.

A Sembrancher, dans le val de Bagnes, les deux bandes de schistes sont séparées par des calcaires du Jurassique supérieur en succession plusieurs fois répétée par imbrication (1) et la bande orientale est elle-même accidentée par un important anticlinal triasique. Nous allons retrouver la continuation de ces accidents sur la rive droite du Rhône.

RÉSUMÉ. — S'il est difficile de reconnaître dans les chaînes intérieures des Alpes suisses la disposition des plis en éventail composé, qui est le trait dominant de la tectonique des Alpes Françaises, on peut toutefois retrouver, dans cette partie des Alpes, la continuation des faisceaux de plis correspondant aux 2^{me}, 3^{me} et 4^{me} zones alpines de Lory, soit aux zones tectoniques qui sont désignées dans ce travail sous les noms de zone des Aiguilles d'Arves et du Val Ferret, de zone axiale et de zone du Piémont et dont l'ensemble forme l'éventail des Alpes françaises.

La zone axiale se continue dans le Valais par la zone du Grand Saint-Bernard de Gerlach. Elle ne s'ouvre pas en Tarentaise pour embrasser plus au nord tout le massif du Mont Rose, qui fait partie, avec la Grande Sassièrre et le massif de la Dent Blanche, de la zone du Piémont. Tandis que dans la vallée d'Aoste, dans le val de Bagnes, elle possède encore la disposition en éventail, dans les vallées d'Hérens et d'Anniviers elle comprend exclusivement des plis déversés vers le nord. Dans la vallée de la Viège, elle s'élargit brusquement vers le sud, de manière à pénétrer dans l'espace compris entre les massifs de la Dent Blanche et du Mont Rose et, en même temps, les plis situés au sud de Saint-Nicolas se déversent vers le sud. Le déversement vers le sud est presque général dans la partie de la zone axiale située au sud de la bande de Schistes Lustrés qui réunit la vallée du Rhône à la vallée du Rhin et notamment dans les massifs du Monte Leone et de Lebendun (C. Schmidt).

La zone du Piémont est constituée par un certain nombre de massifs cristallins séparés par des bandes synclinales de Schistes Lustrés d'âge probablement liasique. Le déversement général des plis vers l'Italie est troublé par la forme en dôme ou en éven-

1) H. SCHARDT, Livret-guide, pl. X.

tail qu'affectent ces massifs cristallins; à l'est de la route du Simplon il ne se rencontre plus du tout, les massifs cristallins se rapprochent de plus en plus et finissent par se souder en une grande masse de gneiss, horizontal sur de grandes surfaces, le massif du Tessin. Le massif d'Antigorio et le bord septentrional du massif du Tessin présentent un gigantesque renversement vers le nord, que l'on observe sur une grande largeur et sur toute la longueur comprise entre la route du Simplon et le Val Blegno. Ce déversement vers l'intérieur des Alpes dans l'une des zones extérieures de l'éventail alpin est à rapprocher du refoulement vers le sud du pli nord de Glaris, dont il sera question dans la deuxième partie de ce travail.

La zone des Aiguilles d'Arves conserve son individualité tectonique en pénétrant en Suisse, elle suit le Val Ferret piémontais et le Val Ferret valaisan, où elle est comme écrasée entre le massif du Mont Blanc et la zone axiale du Grand Saint-Bernard.

CHAPITRE II

LES RELATIONS DES DEUX RIVES DU RHÔNE EN AMONT DE MARTIGNY

La vallée du Rhône en amont de Martigny (1) est généralement considérée comme l'un des meilleurs types de vallée longitudinale et l'on est assez porté à admettre qu'elle suit, sinon une importante ligne de dislocation, du moins la limite de deux zones bien distinctes de la chaîne des Alpes. Un examen attentif de la carte géologique montre que cette manière de voir n'est pas fondée et que, comme je vais essayer de le démontrer, *la vallée du Rhône, loin d'être une vallée tectonique, coupe obliquement les plis du Valais, ceux de la rive gauche se retrouvant, en partie du moins, sur la rive droite.*

La vallée du Rhône, entre Saxon et Granges, coupe successivement à angle aigu les bandes suivantes de la rive gauche (pl. XXIII) : α , la bande jurassique de Sembrancher, à Saxon ; β , la bande des Schistes Lustrés, avec tous ses anticlinaux triasiques ; γ , la bande houillère, divisée en deux bandes secondaires par un synclinal triasique, qui se dirige vers Sion ; δ , une bande de calcaire de Pontis (Trias), au milieu de laquelle surgit, dans le bas du val d'Anniviers, un anticlinal de schistes de Casanna ; ε , une bande de quartzites du Trias inférieur. La bande houillère interne reparait momentanément entre Grone et Chippis, mais plus en amont on n'en retrouve plus aucune trace sur la rive gauche.

Sur la rive droite, de Saillon à Viège, tous les plis sont obliques à la vallée et coupent également sous un certain angle la crête qui forme la ligne de partage des eaux entre la vallée du Rhône et le bassin du Rhin. On traverse successivement, en remontant la vallée, les plis suivants : l'anticlinal du Mont-Gond (α), dirigé N.-S. ; le synclinal nummulitique de la Cretabessa (α), dirigé N.E.-S.O. ; la bande des « brisés du Valais » (Lias) avec ses anticlinaux triasiques (β), entre la Morge et Sierre. A l'est de Louèche-Ville, on observe un soubassement de calcaires triasiques (2), dans lequel

(1) Carte géol. Suisse, f. XVII.

(2) H. GOLLIEZ, Livret-guide, p. 226. Ces calcaires sont marqués en Valanginien par M. Ischer sur la feuille XVII de la carte géologique suisse.

naissent les synclinaux liasiques du Faldum Rothhorn (c''), de la Niven Alp (c''') et de Raron, qui pénètrent sous forme de digitations dans l'extrémité sud-ouest du massif cristallin de l'Aar. Ces synclinaux orientés du S.O. au N.E. font avec la vallée du Rhône un angle d'à peu près 45°. Puis les plis des terrains cristallophylliens du massif de l'Aar sont coupés eux-mêmes en sifflet par le Rhône.

Il est facile de démontrer que les plis de la rive droite sont, au moins en partie, la continuation de ceux de la rive gauche. La chose est évidente pour la zone des Schistes Lustrés (β), qui se continue manifestement par celle des « brisés » de Sion (β) et des Granges (β'). Il est non moins certain que les calcaires triasiques des environs de Louèche (δ) sont la continuation de la bande de « Pontis-Kalke » de la rive gauche (δ), comme l'a admis M. Gollier.

Les autres assimilations sont moins évidentes et nécessitent une démonstration spéciale. Je vais chercher à prouver que le grand pli couché des Diablerets, exagération du pli du Mont Gond, n'est autre chose que la continuation de la zone jurassique du Val Ferret; que les plis de la chaîne des Diablerets situés à l'est du premier résultent également de l'épanouissement des plis du Val Ferret et que le massif de l'Aar naît dans le prolongement de la zone des Schistes Lustrés et de la bande des calcaires triasiques de la rive gauche. La démonstration de ces faits est d'une importance capitale, car elle entraîne la conclusion que les Alpes calcaires suisses et les massifs cristallins de l'Aar et du Gothard ne sont pas la continuation des Hautes Chaînes calcaires de Savoie et des massifs cristallins de la « zone du Mont Blanc », mais qu'ils appartiennent à un ensemble de plis plus intérieur et qu'ils constituent la continuation en Suisse des branches occidentales du grand éventail des Alpes françaises, tandis que les Hautes Chaînes de Savoie ne se continuent pas vers le nord-est au-delà du massif de la Dent de Morcles.

RELAIEMENT DES PLIS DE LA DENT DE MORCLES PAR LES PLIS DES DIABLERETS (fig. 1). — Dans un travail récent (1) j'ai étudié la terminaison vers le nord des Hautes Chaînes calcaires de Savoie et j'ai montré qu'avec elles se terminait le massif des Aiguilles Rouges, qui leur sert de soubassement. Dans l'intérêt de ma démonstration je suis obligé de revenir sur quelques-uns des faits exposés dans mon précédent travail.

(1) F. HAUG. Etudes sur la tectonique des Hautes Chaînes calcaires de Savoie. *Bull. Serv. Carte géol.*, n° 47, p. 69.

On sait que la Dent de Morcles est constituée par un gigantesque pli des couches jurassiques et crétacées déversé sur une bande de

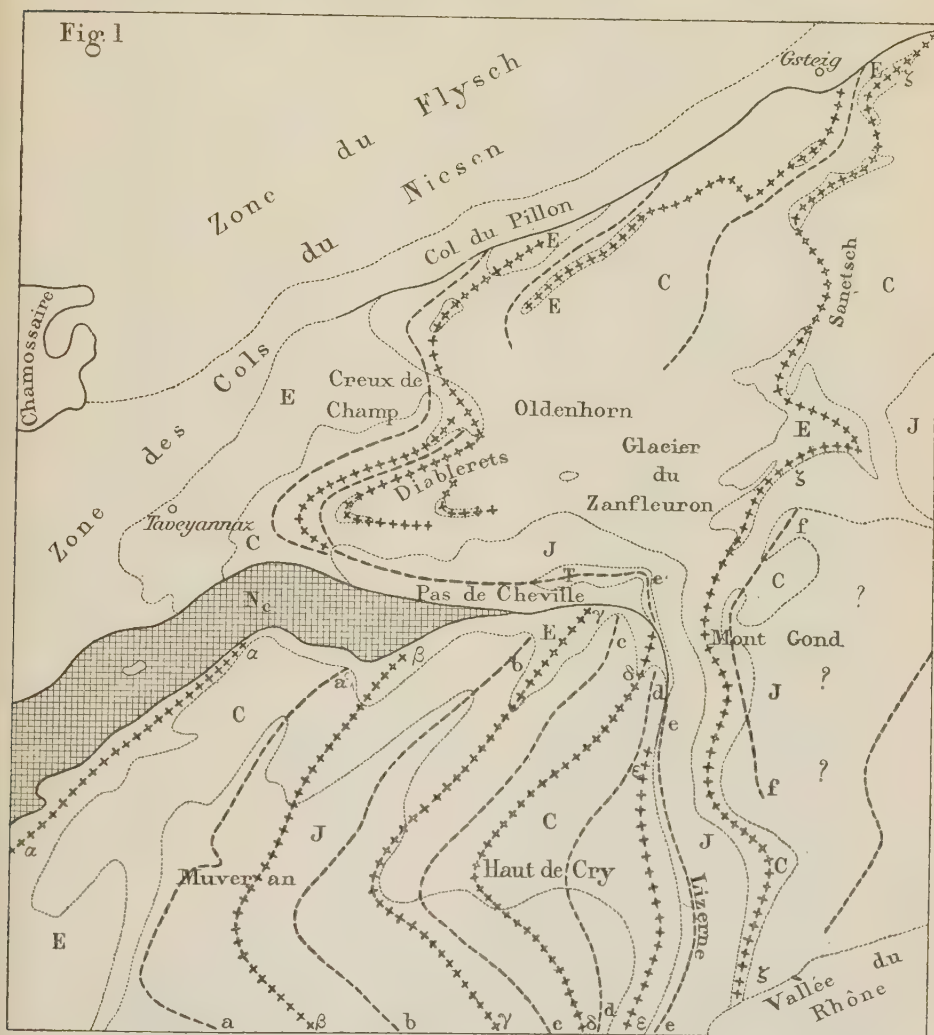


Fig. 1. — Carte tectonique des massifs du Muveran et des Diablerets, montrant le relaïement des plis du premier par ceux du second. 1 : 150.000. — α - ζ , Synclinaux ; a - f , Anticlinaux ; T, Trias ; J, Jurassique ; C, Crétacé ; E, Eogène ; Nc, Zone du Néocomien à Céphalopodes.

Nummulitique formant synclinal ; ce pli, dont le flanc normal est enlevé par les agents atmosphériques, forme, sur la rive droite du

Rhône, le pendant du pli de la Dent du Midi, situé sur la rive gauche, et représente par conséquent la terminaison de *plusieurs* plis des Hautes Chaînes calcaires de Savoie, transformés en un grand pli couché unique. De même que, si l'on se dirige vers le S.E., dans le massif du Haut-Giffre, on voit le pli de la Dent du Midi se redresser graduellement en se décomposant en plusieurs plis juxtaposés, on voit, en se dirigeant vers le nord-est, le même pli se redresser et s'atténuer graduellement pour s'enfoncer aux Essets sous les couches éogènes.

Le synclinal couché de Nummulitique qui pénètre profondément sous les terrains secondaires de la Dent du Midi et de la Dent de Morcles semble diminuer d'amplitude vers le N.E., comme il le fait vers le S.O., et graduellement la charnière synclinale correspondant au contact des terrains secondaires et des terrains tertiaires semble se rapprocher de la charnière anticlinale (1).

Le plan axial de ce grand anticlinal (fig. 1, a) passe aux Essets, au Grand Sex, dans la paroi ouest du Grand Muveran, à la Frête de Sailles, aux pieds ouest et sud de la Pointe d'Aufallaz et suit ensuite le ravin de la Salence; il atteint donc la vallée du Rhône à l'est du soubassement cristallin de la Dent de Morcles, c'est-à-dire à l'est du massif des Aiguilles Rouges. Le massif de la Dent de Morcles (2) et du Muveran comprend, à l'est de ce premier anticlinal, une série d'autres plis qui lui sont parallèles; ce sont les suivants, le synclinal de Morcles étant désigné par α et l'anticlinal des Essets et de Frête de Sailles, par a (= 2, Renevier) (fig. 2) :

β , le synclinal d'Ecuellaz et de Paneyrossaz;

b, l'anticlinal du Pas de Derbon (= 3, Renevier);

γ , le synclinal de Derborence et de Derbon;

c, l'anticlinal de Vrivoy;

δ , le synclinal de Montbas;

d, l'anticlinal de Besson;

e, le synclinal de Lairettaz.

Tous ces plis sont déversés vers l'ouest, leurs plans axiaux sont donc inclinés vers l'est, les intersections de ces plans avec la surface du terrain dessinent des angles ouverts à l'est, mais les intersections de ces plans avec un plan horizontal dessinent, par contre, des droites dirigées sensiblement N.-S. et dont le prolongement

(1) RENEVIER, Monographie des Hautes Alpes Vaudoises, *Matér.* 16^e livr. 1890, coupes 13-7.

(2) V. aussi : Profil des Dents de Morcles, par H. Gollicz. Livret-guide, cliché 74.

O.N.O. Fig. 2

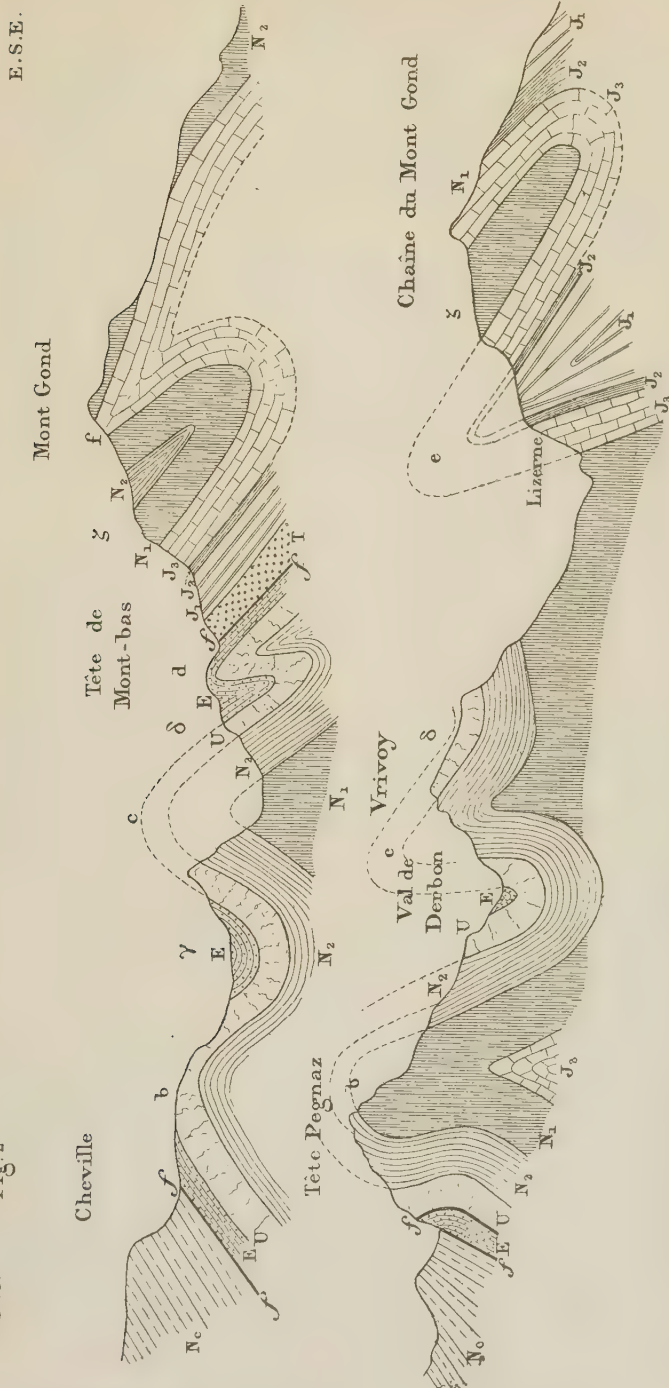


Fig. 2. — Coupes de l'extrémité nord-est du massif de Morcles et du Mucran, d'après M. Rencvier (les failles verticales ont été remplacées par des surfaces de chevauchement *f*). — *T*, Gypse et cargneules triasiques ; *J*₁, Bajocien ; *J*₂, Marnes calloviennes ; *J*₃, Calcaires du Jurassique supérieur ; *N*₁, Marnes noires valanginiennes ; *N*₂, Hauterivien ; *N*₃, Néocomien à Céphalopodes ; *U*, Urgonien et Rhodanien ; *A*, Aptien supérieur et Albien ; *E*, Eogène ; *b-f*, Anticlinaux ; *γ-ε*, Synclinaux.

passerait *en arrière* du massif des Aiguilles Rouges. Les plis du massif de Morcles et du Muveran ne seraient donc pas, sauf peut-être l'anticlinal a, comme on l'avait cru, des plis du manteau sédimentaire du massif des Aiguilles Rouges, ils constitueraient un faisceau plus intérieur et je suis assez porté à croire qu'ils représentent le prolongement vers le nord des plis de la couverture du massif du Mont Blanc.

On sait que, en même temps que le massif des Aiguilles Rouges s'enfonce sous les plis du massif de Morcles, l'extrémité nord-est du massif du Mont Blanc s'effile en pointe à Saxon et aucune dislocation ne décèle en apparence la continuation vers le nord du plus imposant massif cristallin de la chaîne des Alpes. Mais si l'on considère les plis du massif de Morcles comme la continuation de ceux de la couverture sédimentaire du massif du Mont Blanc — couverture qui a été entièrement enlevée par l'érosion — cette anomalie disparaît.

Quelles que soient les relations de ces plis avec ceux de la rive gauche du Rhône, on constate que, à partir de la crête du Muveran et du Haut de Cry, les charnières de tous ces plis s'abaissent graduellement vers le nord-est, de sorte que les couches jurassiques s'enfoncent sous les couches crétacées et que les plis qui affectent ces dernières disparaissent sous un manteau de Nummulitique. Les couches nummulitiques, à leur tour, plongent sous une lame de Néocomien à Céphalopodes (fig. 2), refoulée du nord vers le sud, et sous une lame de Trias, refoulée du nord-est vers le sud-ouest. Nous constatons donc que les plis les plus intérieurs des Hautes Chaînes de Savoie se terminent en arrivant à une dépression qui correspond à la vallée de l'Avençon, au col de Cheville et à la vallée de la Lizerne et qui sépare le massif de Morcles et du Muveran de celui des Diablerets et de l'Oldenhorn. Je démontrerai plus loin que c'est sous ce dernier massif qu'ils viennent s'enfoncer.

A l'est de la Lizerne toute une série de plis, dont les axes sont également orientés du nord au sud, font suite à ceux du massif de Morcles et du Muveran. Étudions successivement ces différents plis.

Voici d'abord un anticlinal occupant le pied du chaînon du Mont Gond (fig. 1, 2, e). Un pli de Jurassique supérieur, fortement déversé vers l'ouest, que l'on observe à l'entrée de la vallée de la Lizerne, sur la rive gauche, est, plus au nord, entamé plus profondément par l'érosion, de sorte que les calcaires spathiques du Jurassique moyen apparaissent; en remontant encore la vallée,

on aperçoit le noyau triasique du pli, mais ici le flanc inverse est étiré et le Trias vient reposer en discordance mécanique d'abord sur le Néocomien, puis sur l'Urgonien et enfin sur le Nummulitique de l'anticlinal de Besson. Plus au nord encore, la surface de contact anormal ne se trouve plus sous le Trias, mais sous le Dogger, de sorte qu'ici le flanc inverse existe en partie; il peut être suivi vers l'ouest, en même temps que le noyau de l'anticlinal, jusqu'au grand éboulement des Diablerets, qui masque sa continuation. En amont de Godey, les bandes d'affleurement de tous les terrains prenant part à l'anticlinal du soubassement du Mont Gond se recourbent brusquement presque à angle droit; la bissectrice de l'angle correspond au cours de la Lizerne, dirigé désormais S.O.-N.E. On pourrait être tenté d'attribuer cet angle à une déviation de l'axe du pli, mais en réalité il est dû simplement aux formes du relief et l'axe de l'anticlinal demeure sensiblement N.-S.

Le pli étant très couché, les bandes de terrains qui représentent l'affleurement de son flanc normal sont presque horizontales: celle qui correspond au Jurassique supérieur peut être suivie vers l'ouest jusqu'au Vélard, au-dessus d'Anzeindaz; la bande de Néocomien s'étend jusqu'aux Rochers du Vent; celle de l'Urgonien, jusqu'au sommet principal des Diablerets (3251^m). A l'ouest de ce sommet nous nous trouvons dans la région de la charnière anticlinale, mais cette charnière est multiple, l'anticlinal se trouvant accidenté de deux synclinaux secondaires, dans lesquels sont conservés l'Urgonien et l'Eocène (1). Ces synclinaux sont ceux de la Houille et de Culant, qui se retrouvent soudés à Perredar, à l'est du beau cirque du Creux de Champs (v. fig. 1).

L'anticlinal des Diablerets est donc couché sur une très grande largeur; il s'étend par-dessus la zone du Néocomien à Céphalopodes, qui s'introduit comme un coin entre les Diablerets et le Mueran; il s'étend aussi sur la zone triasique et jurassique de Bex (2), qu'il recouvre au sud de Taveyannaz.

L'anticlinal de la rive gauche de la Lizerne a donc pris subitement un très grand développement et s'est couché sur trois zones tectoniques différentes.

L'étude du synclinal qui fait suite à l'est à l'anticlinal de la rive gauche de la Lizerne et des Diablerets va nous confirmer dans l'idée que cet anticlinal possède un axe dirigé N.-S. Ce synclinal (3) se

(1) V. RENEVIER, *loc. cit.*, pl. II et clichés 42, 43.

(2) Au col du Pillon c'est, au contraire, le bord de la zone de Bex qui vient recouvrir en superposition anormale les charnières de l'anticlinal des Diablerets.

traduit dans la montagne de Loze par une bande nord-sud de Néocomien, intercalée entre deux bandes de Jurassique supérieur (fig. 2). Au nord du sommet du Mont-Gond apparaît le Nummulitique, qui s'enfonce à l'est sous ce Néocomien et s'étend à l'ouest sur l'Urgonien du glacier de Zanfleuron et du sommet des Diablerets; il constitue le noyau du synclinal et se poursuit vers le nord jusqu'au Sanetsch (fig. 1). Momentanément vidé de son Nummulitique, le synclinal se continue au nord de ce col, mais son axe prend maintenant une direction S.O.-N.E.; on peut le suivre sur le flanc nord-ouest du Spitzhorn.

L'anticlinal des Diablerets paraît subir, au contact des Préalpes, cette même inflexion vers le nord-est; sa charnière s'accidente encore de plis secondaires (fig. 3, 4), qui viennent disparaître les uns après les autres sous la nappe chevauchante des Préalpes, comme l'a montré récemment M. Lugeon (1).

Il résulte de cet examen que, si la charnière de l'anticlinal des Diablerets décrit une vaste sinuosité en entourant tout le massif, il n'en est pas de même de l'axe de ce pli, ou pour mieux dire de la trace de son plan axial qui est dirigée d'abord presque N.-S., puis S.O.-N.E. (fig. 3, 4), de même que l'axe du synclinal du Sanetsch, qui lui fait suite.

A l'est de la crête du Mont Gond affleurent des terrains jurassiques qui constituent le noyau d'un grand anticlinal complexe, celui du Sublage. On suit ce pli, dénudé de son revêtement jurassique de Vétroz au Sublage, depuis le Rhône jusqu'au Wildhorn, avec une direction non plus N.-S., mais S.S.O.-N.N.E.; puis avec une direction S.O.-N.E., à peu près parallèle à la limite des Préalpes et des Hautes Chaînes calcaires, depuis le Wildhorn, par le Schneidehorn, le Mittaghorn, l'Amertengrat, jusqu'à la vallée de la Kander. L'anticlinal principal est accidenté de nombreux synclinaux secondaires qui donnent lieu à des bandes éocènes conservées dans les replis des couches crétacées.

La Cretabessa (pl. XXIII, a) est, de même que celle du Mont Gond, une arête transversale à la ligne de partage des eaux du Rhône et du Rhin, elle est dirigée S.S.O.-N.N.E. et correspond à un synclinal, dont l'existence se traduit sur la carte par une bande discontinue de Nummulitique.

Au point 2718 la bande synclinale quitte la crête et descend sur le versant est du chaînon, elle contourne le Sex rouge au nord et le Rawilhorn au sud; au sud du col du Rawil la bande éocène est

(1) M. LUGEON, Région de la Brèche du Chablais, p. 232.

momentanément interrompue par la vallée de la Liène, mais il est vraisemblable que le synclinal se raccorde avec celui que l'on suit du Wetzsteinhorn jusqu'au glacier d'Amerten, dirigé du S.O. au N.E. Plus loin, la bande éocène est de nouveau interrompue par

Fig. 3

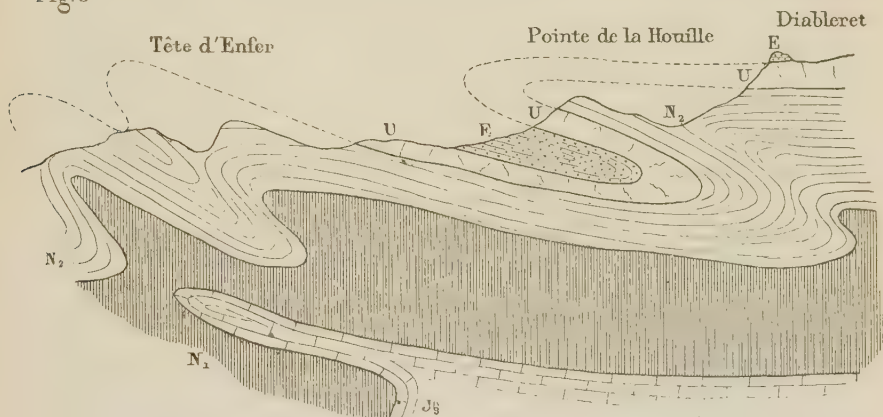


Fig. 3. — Coupe O.-E. des Diablerets, d'après un croquis de M. Renevier (*loc. cit.*, cl. 102). — J_3 , Jurassique supérieur ; N_1 , Marnes valanginiennes ; N_2 Hauterivien ; U , Urgonien ; E , Eocène supérieur.

le cirque profond d'Engstligen, mais on la retrouve sur le versant nord-ouest du Lohner, toujours dans le même alignement.

La bande de «brisés du Valais» qui, de la vallée de la Morge à Sierre, forme le soubassement des montagnes de la

Fig. 4

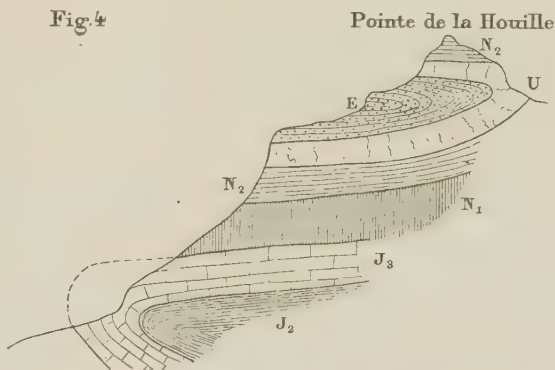


Fig. 4. — Coupe N.-S. des Diablerets, d'après un croquis de M. Renevier (*loc. cit.*, cl. 103). — Même légende que pour la figure 4.

rive droite du Rhône, correspond à des anticlinaux multiples à noyaux triasiques, s'enfonçant sous les couches jurassiques qui s'élèvent sur les pentes plus élevées et sont divisées en deux bandes anticlinales (Pl. XXIII, β , β') par un synclinal de couches éocènes (b), dirigé du S.O. au N.E., suivant la rive gauche du vallon de la

Dersence et celle du vallon de la Liène jusque vers les Echampilles.

Dans le haut du vallon de la Dersence le synclinal nummulitique se divise en deux branches, qui s'écartent pour enserrer l'imposant massif calcaire du Wildstrubel (Pl. XXIII). La branche occidentale se raccorde vers l'ouest avec le synclinal de Cretabessa et du Rawil, tandis que la branche orientale se poursuit sous la forme d'une bande sinueuse et continue, vers le N.E., par la Varneralpe, le Trubeln, le bas du glacier de Lämmern, la Spitalmatt, jusque au-dessus de Kandersteg. Nous verrons plus loin que ce même synclinal se continue jusqu'au Rhin à travers toutes les Hautes Chaînes calcaires suisses, dont elle constitue une des principales lignes directrices.

Le massif du Wildstrubel se trouve ainsi entouré de trois côtés par une bande synclinale de terrains nummulitiques et sur tout ce pourtour ces terrains s'enfoncent sous les terrains secondaires. M. Lugeon (1) voit dans ce fait la preuve que le massif du Wildstrubel est formé « par un gigantesque pli couché plus interne, analogue à celui de la Dent du Midi — Dent de Morcles, qu'on devrait amorcer dans la chaîne du Balmhorn et dans sa continuation disparue vers le nord-est ».

J'opposerai à cette manière de voir la constatation que, à l'est du cirque d'Engstligen, on passe sans rencontrer de ligne de discontinuité, en traversant des couches de plus en plus récentes, du noyau de Jurassique moyen de l'anticlinal principal du Wildstrubel, dans la vallée d'Uschinen, au Nummulitique du Lohner ou à celui du bord des Hautes Chaînes calcaires, qui tous deux sont certainement en place.

Je me vois donc obligé de maintenir, jusqu'à preuve du contraire, mon interprétation, basée sur une étude approfondie de la feuille XVII de la carte géologique suisse et confirmée par une coupe publiée par M. Ischer (2). Je considère donc le massif du Wildstrubel comme un massif tabulaire, limité sur trois de ses côtés par un pli anticlinal déversé vers la périphérie, sur le synclinal nummulitique. Si d'ailleurs on envisage ce synclinal périphérique comme résultant du raccord, par un synclinal transversal, des deux synclinaux de Cretabessa-Rawil Amer-ten (a) et de Dersence-Varneralpe-Spitalmatt (b), on est conduit à envisager l'anticlinal complexe, à déversement périphérique, du

(1) *Loc. cit.*, p. 232.

(2) G. ISCHER, Blicke in den Bau der westlichen Berner Alpen, *Jahrb. S. A. C.*, t. XIII, 1877-78, p. 472-518. pl.

Wildstrubel, comme la continuation d'un anticlinal naissant dans les « brisés » à Sion (β) et se continuant vers le N.E. jusqu'à Mondrolesse.

Il est évident que cette interprétation des faits est subordonnée à l'exactitude des observations consignées sur la carte de M. Ischer et que des travaux ultérieurs pourront évidemment venir la modifier. Dans tous les cas, des observations de même ordre, recueillies par divers auteurs dans d'autres parties des Alpes et en Provence rendent vraisemblable l'hypothèse de plis à déversement périphérique. Mon interprétation de la structure du massif du Wildstrubel heurtera les idées tectoniques généralement admises, non seulement parce qu'elle suppose l'existence d'un pli transversal aux plis principaux de la région, mais surtout parce qu'elle implique l'existence, dans une zone latérale des Alpes, de plis déversés vers l'intérieur de la chaîne. Nous verrons dans la suite de nombreux exemples de plis situés sur le bord externe de l'éventail alpin, qui sont refoulés en sens inverse du sens général du plissement. En ce qui concerne la chaîne des Diablerets, l'exemple du Wildstrubel n'est pas unique, car nous voyons l'anticlinal complexe du Wildhorn déversé, non seulement vers le N.O. sur le synclinal du Sanetsch, mais encore vers le S.E., sur le synclinal de Cretabessa. En effet, le Rawilhorn est constitué par une série de couches complètement renversée, allant de l'Urgonien au Jurassique moyen, et reposant sur le Nummulitique. Le synclinal de Cretabessa et du Rawil est donc chevauché de part et d'autre par des plis déversés en sens inverse et il en est de même, entre la Dersence et la Varner-alpe, du synclinal qui limite au sud le massif du Wildstrubel.

En résumé, le trait dominant de la région des Hautes Chaînes calcaires suisses située entre le col de Cheville et la Gemmi réside dans la présence de plis orientés, les plus occidentaux du sud au nord, ceux qui suivent plus à l'est, du S.S.O au N.N.E., plis qui tous s'infléchissent vers le N.E., à l'approche de la limite des Hautes Chaînes et des Préalpes. Ces plis viennent se coucher sur la terminaison de ceux du massif de Morcles et du Muveran, c'est-à-dire sur les plus intérieurs des plis des Hautes Chaînes de Savoie ; ils viennent se placer dans leur prolongement orographique ; mais nous avons vu qu'ils ne peuvent, en aucune façon, être envisagés comme leur continuation tectonique. Nous nous trouvons en présence d'un des nombreux exemples de *relayement* que l'on observe dans la chaîne des Alpes et sur lesquels nous aurons encore à revenir maintes fois dans le cours du présent travail.

Mais nous pouvons aller plus loin et dire que ces plis, obliques à la vallée du Rhône, qui viennent ainsi relayer les plis les plus intérieurs des Hautes Chaînes calcaires de Savoie, appartiennent au faisceau de plis qui passe en arrière du massif du Mont Blanc et qui constitue, à l'est de la zone axiale du Grand Saint-Bernard, l'aile occidentale de l'éventail des Alpes occidentales. La zone des Schistes Lustrés (Pl. XXIII, β) nous fournit un excellent point de repère dans cette assimilation ; elle représente les plus intérieurs des plis situés en avant de la zone axiale et j'ai montré plus haut que les plus extérieurs des plis que l'on peut y reconnaître donnaient naissance à l'anticlinal complexe de Mondrolles et du Wildstrubel. Il en résulte avec évidence que la continuation au S.O. des plis des Diablerets et du Wildhorn doit être cherchée à l'est du massif du Mont Blanc et à l'ouest de la zone des Schistes Lustrés, par conséquent dans la bande des terrains jurassiques du Val Ferret (α). Ici les plis sont extrêmement resserrés et sont obligés de s'empiler les uns sur les autres en affectant la structure imbriquée, que M. Schardt a signalée dans les falaises de Malm au nord de Sembracher. Les plis de Sembracher sont couchés sur la couverture sédimentaire du massif du Mont Blanc ; de l'autre côté du Rhône, dans la vallée de la Lizerne, le plus extérieur d'entre eux est déversé sur la couverture du massif des Aiguilles Rouges, mais, ce massif s'enfonçant en profondeur, en même temps que celui du Mont Blanc, il en résulte que les plis de Sembracher ne sont plus resserrés dans un espace aussi étroit et qu'ils cessent de se présenter en superposition, de sorte que l'anticlinal des Diablerets et celui du Wildhorn sont maintenant bien individualisés. En même temps que le pli de la Lizerne et des Diablerets s'individualise, il s'étale de plus en plus et se couche sur tous les plis du massif du Muveran, sur l'écaille du Néocomien à Céphalopodes et sur le bord de la zone triasique et jurassique de Bex. Puis la charnière est déviée vers le N.E., en même temps que les charnières de tous les plis situés plus à l'est. Nous rencontrerons dans la suite encore plusieurs exemples de plis, qui, obéissant au principe de la poussée au vide, viennent se coucher sur une dépression due à la plongée en profondeur de plis qui précédemment opposaient une résistance à leur déversement.

RELATIONS DES MASSIFS DE L'AAR ET DU GOTHARD AVEC LE FLANC NORD DE L'ÉVENTAIL ALPIN. — J'aborde maintenant la question des relations tectoniques des deux rives du Rhône en amont de Sierre et celle des relations des massifs de l'Aar et du Gothard avec les plis du bord extérieur de la zone axiale du Grand Saint-Bernard.

Le synclinal de la Dersence et de la Spitalmalt (pl. XXIII, b), que nous avons vu naître dans la zone extérieure des Schistes Lustrés, passe manifestement au nord-ouest du massif cristallin de l'Aar ; d'autre part, la bande houillère (γ), qui confine au sud-est à la bande des Schistes Lustrés, s'arrête à Sierre ; la bande de calcaires triasiques (δ) qui lui fait suite traverse le Rhône et se retrouve sur la rive droite, entre Louèche-Ville et Nieder-Gampel. La bande de Quartzites (ε), qui affleure entre ces calcaires et la zone des schistes Casanna, se divise à Tourtemagne (Turtmann) (1) en deux branches, au milieu desquelles apparaît une nouvelle bande de Schistes Lustrés (e), aussi bien distincte de celle du Val Ferret et de Sion que des bandes de la zone du Piémont. La branche méridionale présente d'abord une direction O.-E., puis elle s'infléchit légèrement vers le S.E. et se termine à la vallée de Viège. La bande de Schistes Lustrés reste sur la rive gauche du Rhône ; entre Viège et Stalden elle s'ouvre en deux branches, dont l'une, très étroite, passe au col du Simplon et forme un synclinal accessoire dans le massif du Monte Leone, tandis que la bande principale passe au nord de ce massif, quitte la vallée du Rhône à Morel, un peu en amont de Brigue et se continue vers l'est sous la forme d'une bande ininterrompue, de largeur variable, orientée tout d'abord O.S.O.-E.N.E. et passant au sud du massif du Gothard, par la vallée de Binn, le col de Gries, dans le Val Bedretto ; dirigée ensuite de l'ouest à l'est, à partir d'Airolo et jusqu'à Olivone ; rejoignant enfin, par le Lugnetz, la grande région des Schistes Lustrés des Grisons.

Il résulte de cet aperçu rapide que les deux massifs jumeaux de l'Aar et du Gothard (III, IV) sont situés entre deux bandes synclinales, l'une (b) naissant dans la bande des Schistes Lustrés du Val Ferret et de Sion, c'est-à-dire dans le prolongement de la zone des Aiguilles d'Arves, l'autre (e) appartenant au bord externe de la zone axiale. Il découlait déjà avec évidence de l'attribution des plis des Diablerets et du Wildhorn à un faisceau de plis situé en arrière du massif du Mont Blanc que les deux massifs de l'Aar et du Gothard ne peuvent pas faire partie de la « zone du Mont Blanc » ou 1^{re} zone alpine de Lory, contrairement à l'opinion généralement admise ; nous constatons à présent qu'ils naissent sur le bord externe de la zone axiale de l'éventail alpin.

Je vais chercher maintenant, en me basant surtout sur les beaux travaux de M. von Fellenberg (2), à élucider les relations que pré-

(1) Carte géol. Suisse, feuille XVIII.

(2) E. VON FELLEBERG. Geologische Beschreibung des westlichen Theils des Aar-massivs. *Matér.* livr. 21.

sente l'extrémité sud-ouest du massif de l'Aar avec les plis du Valais.

Plusieurs synclinaux de dépôts secondaires pénètrent comme des doigts dans l'intérieur du massif, échancrant sa bordure sud-ouest et montrant avec évidence que le massif de l'Aar résulte de la soudure d'un certain nombre de plis dont les axes subissent une surélévation telle que le revêtement de terrains secondaires a été entièrement enlevé par ablation. Il ne reste plus du manteau primitif que des « coins calcaires », extraordinairement plissés, pincés entre les anticlinaux des terrains cristallophylliens ; plusieurs de ces « coins » sont également conservés dans l'intérieur du massif. Une coupe allant de la vallée de Gasteren au Rhône et dirigée N.-S. (fig. 3 C, d'après Fellenberg, *loc. cit.*, pl. I, profil 1) traverse successivement les synclinaux du Ferden-Rothhorn ($S_1 = c$), du Resti-Rothhorn (c'), du Faldum-Rothhorn (c'') et du Niven (c'''). Sur la bordure méridionale du massif, entre Gampel et Balt-schieder, se voient également plusieurs synclinaux analogues, dont les axes sont parallèles aux précédents ainsi qu'aux axes de plissement des terrains sédimentaires et qui sont tous coupés obliquement par la vallée du Rhône.

Les plus méridionaux de ces synclinaux viennent aboutir à la bande des Schistes Lustrés de Viège (e), les moyens (c'' , c''') à la bande de calcaires triasiques (δ) qui borde au nord la zone axiale du Grand Saint-Bernard, tandis que les plus septentrionaux, ceux du Ferden-Rothhorn (c) et du Resti-Rothhorn (c'), sont en continuité avec le grand affleurement liasique de Louèche-les-Bains. Ces assimilations de détail sont encore très incertaines et sont rendues très difficiles par les profondes divergences qui existent entre les levés de Gerlach, de M. Ischer et de M. von Fellenberg, en ce qui concerne la détermination de l'âge des différentes masses calcaires à la rencontre des feuilles XVII et XVIII de la carte géologique suisse et sur les deux rives du Rhône ; mais il ne peut y avoir aucun doute que ce sont à la fois les plis de la bande des « brisés » et ceux de la bande triasique de la rive gauche qui se continuent dans le massif de l'Aar. L'un des anticlinaux de ce massif paraît même se retrouver dans la bande des calcaires triasiques (δ) sous la forme d'une bande de schistes de Casanna, qui affleure entre Chippis et Verçorin, dans le bas du val d'Anniviers. On voit donc que rien ne nous autorise à envisager le massif de l'Aar comme un « massif amygdaloïde » qui naîtrait dans un synclinal unique ; les différents plis qui le constituent sont des plis du

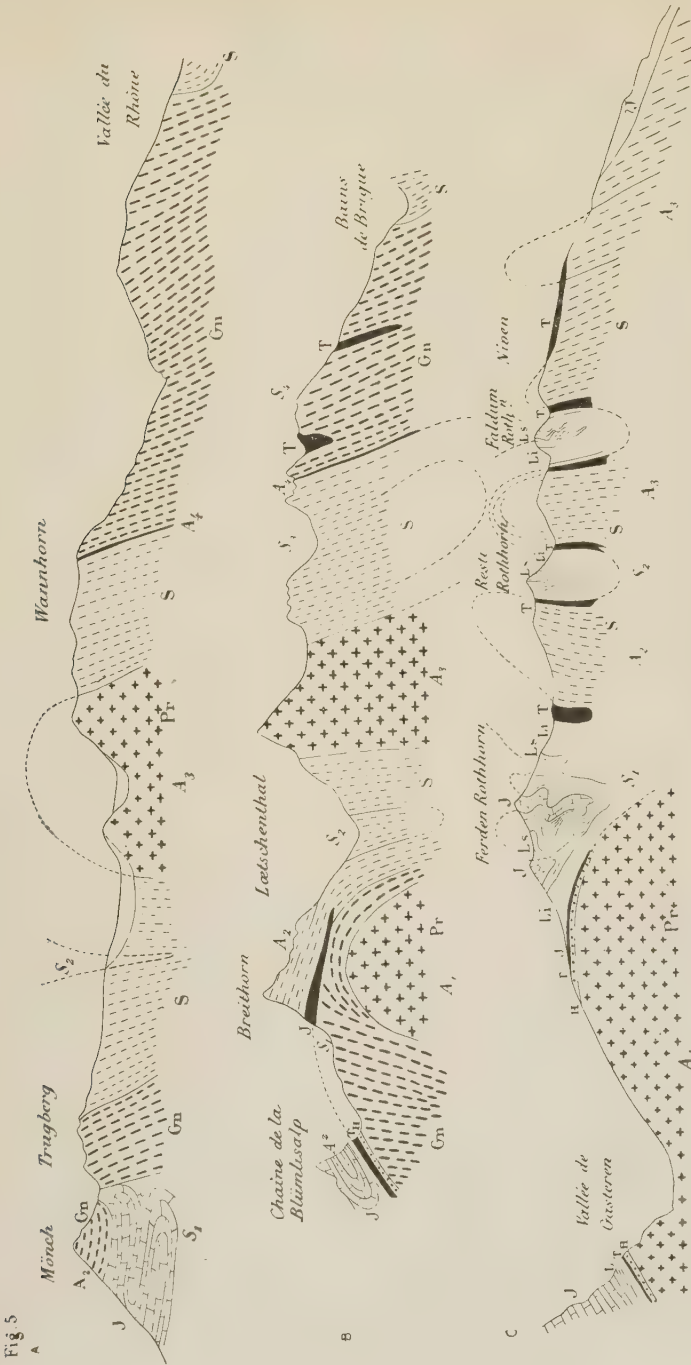


Fig. 5. a, b, c — Coupes à travers l'extrémité sud-ouest du massif de l'Aar, d'après E. v. Fellenberg, *Matér.*, livr. XXI, pl. IV, prof. 9, pl. III, prof. 6, pl. I, prof. 1a. Réduction de moitié. Antichaux : A₁, A₂, A₃, A₄. Synclinaux : S₁, S₂, S₃, S₄. — S, Schistes paléozoïques ; Gn, Gneiss ; Pr, Protogine et granite de Gasteren ; H, Houiller et Verrucano ; T, Trias ; Li, Lias inférieur et moyen ; J, Jurassique.

bord extérieur de la zone axiale qui s'épanouissent en largeur en même temps que leurs axes s'élèvent jusqu'à amener à l'affleurement les terrains antérieurs au Trias.

RÉSUMÉ. — Le massif des Aiguilles Rouges s'abaisse considérablement vers son extrémité nord-est ; il en est de même des plis du massif de Morcles et du Muveran, continuation probable de ceux du manteau sédimentaire du Mont Blanc, actuellement enlevés par l'érosion. Ces plis du massif de Morcles finissent par plonger, à la dépression du col de Cheville, sous un système de plis plus intérieurs et beaucoup plus couchés. Ainsi se termine la zone des Hautes Chaînes de Savoie.

D'autre part, la vallée du Rhône, entre Saxon et Louèche-Ville, n'est pas une vallée longitudinale, elle coupe obliquement tous les plis de la rive gauche.

C'est d'abord la zone des Aiguilles d'Arves et du Val Ferret, dont les plis traversent le Rhône en conservant à peu près leur direction, mais en se développant en largeur. Les plus extérieurs, qui formaient dans la bande écrasée du Val Ferret des imbrications superposées, constituent les plis nord-sud du Mont Gond, qui se couchent le long de la dépression du col de Cheville sur la terminaison des plis des Hautes Chaînes de Savoie et sur le bord interne de la zone du Chablais ou des Préalpes et forment les grands plis couchés des Diablerets.

Les plis plus intérieurs forment sur la rive droite du Rhône, les massifs du Wildhorn et du Wildstrubel ; ils passent, dans ces massifs, d'une direction S.S.O.-N.N.E. à une direction presque O S.O.-E.S.E., et se placent, avec les plis des Diablerets, dans le prolongement orographique des plis des Hautes Chaînes de Savoie, qu'ils viennent relayer. Vers le nord-est ils forment les chaînes calcaires suisses, qui ne sont donc pas la continuation des chaînes calcaires de Savoie, mais qui sont constitués par les mêmes plis que la zone tectonique des Aiguilles d'Arves et du Val Ferret. L'épanouissement brusque de cette zone et le déversement de ses plis vers l'ouest est dû précisément à la terminaison des plis du manteau sédimentaire du massif des Aiguilles Rouges et à la disparition en profondeur du massif du Mont Blanc, qui plus au sud écrasait toute la zone dans l'étroit espace qui le séparait de la zone axiale. Le plissement de la zone des Aiguilles d'Arves a pu se propager dans une bande plus extérieure de la région alpine.

La vallée du Rhône coupe aussi les plis les plus extérieurs de la

zone axiale, c'est-à-dire une bande houillère et une bande de calcaires triasiques, tandis qu'une bande de quartzites du Trias inférieur, qui leur fait suite au sud, reste sur la rive gauche. C'est dans la bande des calcaires triasiques que viennent se terminer les digitations de l'extrémité sud-ouest du massif de l'Aar. Le massif de l'Aar naît donc sur le bord externe de la zone axiale de l'éventail alpin.

La bande de Schistes Lustrés liasiques qui relie la vallée du Rhône à la vallée du Rhin, en passant au sud du massif du Gothard, commence à l'ouest sous la forme d'un synclinal qui accidente la bande des quartzites triasiques. Il est inadmissible de la considérer comme constituant *à elle seule* la continuation en Suisse de la zone du Briançonnais, comme l'ont fait Charles Lory et M. Diener.

CHAPITRE III

LES MASSIFS DE L'AAR ET DU GOTHARD
ET LEUR COUVERTURE DE TERRAINS SECONDAIRES

Nous connaissons maintenant la position des massifs jumeaux de l'Aar et du Gothard par rapport aux plis qui constituent la zone latérale extérieure de l'éventail alpin ; il nous reste à parler de la structure interne de ces deux « massifs centraux », des relations qu'ils présentent entre eux et nous aurons à étudier plus particulièrement les restes de leur couverture sédimentaire.

STRUCTURE INTERNE DES MASSIFS DE L'AAR ET DU GOTHARD. — L'étude du massif de l'Aar et les levés géologiques de ce massif au 1/100000 se sont trouvés répartis au hasard des limites de feuilles entre MM. Heim, Baltzer et von Fellenberg ; de même, les levés du massif du Gothard se sont trouvés attribués à MM. Heim, Baltzer, Rolle et Gerlach. Il est regrettable qu'il n'existe de ces massifs aucune étude monographique au double point de vue pétrographique et tectonique, pas plus d'ailleurs qu'il n'en existe pour l'ensemble du massif du Mont Blanc ni pour la plupart des massifs anciens des Alpes occidentales. Cependant M. Schmidt a donné dans le Livret-guide (1) un excellent aperçu sommaire de leur constitution géologique.

Les roches antécarbonifères qui prennent part à la constitution des massifs de l'Aar et du Gothard peuvent être ramenées aux types suivants : 1° granites francs ; 2° protogines et gneiss granitoides ; 3° gneiss glanduleux (« Augengneisse ») ; 4° gneiss gris et grenus ; 5° schistes à séricite et amphibolites.

Les géologues suisses attribuent généralement à ces diverses roches des âges différents ; ils distinguent les gneiss anciens, les gneiss récents et considèrent les schistes à séricite comme une formation plus récente encore, qui se serait déposée sur les gneiss. Il semble que l'on pourrait tout au plus mettre à part les gneiss

(1) Geologische Excursion durch die centralen Schweizer-Alpen von Rothkreuz bis Lugano, p. 128-135.

gris et grenus, qui constituent dans le massif de l'Aar la bande la plus septentrionale, et le granite de Gasteren, qui les accompagne. Toutes les autres roches du massif de l'Aar et au moins la plus grande partie de celles du Gothard paraissent appartenir à une même série sédimentaire plus ou moins métamorphisée. Je ne crois pas qu'il y ait dans les Alpes occidentales une région plus propice à l'étude des phénomènes de contact et de digestion intratellurique que le massif de l'Aar. On croirait, à l'aspect des coupes de MM. Baltzer et von Fellenberg (1) et de leurs profils théoriques, que ces coupes et ces profils ont été construits pour servir d'arguments à la théorie de la *mise en place des granites* que M. Michel Lévy a développée dans son beau travail sur le granite de Flamanville, et cependant MM. Baltzer et von Fellenberg sont inféodés à la théorie du dynamométamorphisme et considèrent les gneiss granitoïdes comme des roches plus anciennes que les schistes qui les enveloppent. Les parois des Lauteraarhörner et des Mieselen fournissent d'admirables coupes naturelles, dans lesquelles on voit la protogine pénétrer en apophyses multiples dans les schistes à sérécite et englober des paquets de schistes. M. Baltzer a figuré lui-même, dans la vue des Mieselen, la zone feldspathique, si caractéristique des contacts des granites et des schistes, et néanmoins il considère le contact comme un contact mécanique et attribue les apophyses à des poussées ultérieures de la masse granitique dans les schistes, sous l'influence des actions orogéniques. D'autre part, M. von Fellenberg, en faisant en 1862 la première ascension de l'Aletschhorn (2), constatait que cette cime était constituée par une masse de schistes à sérécite flottant pour ainsi dire sur un soubassement de protogine ; au contact des deux roches il observait une amphibolite très riche en feldspath ; néanmoins il se rallie entièrement à l'opinion exprimée par M. Baltzer.

Je ne veux nullement prétendre qu'il n'existe pas, dans le massif de l'Aar, des contacts dus à des actions mécaniques, ni surtout que, dans bien des cas, les protogines n'aient été refoulées, par des poussées tangentielles, par-dessus les schistes à sérécite, mais il me paraît découler avec évidence des travaux de MM. Baltzer et von Fellenberg que la protogine s'est fait jour à travers les schistes,

(1) A. BALTZER, Das Aarmassiv (mittlerer Theil) nebst einem Abschnitt des Gothardmassivs enthalten auf Blatt XIII. *Matér.* livr. XXIV, 4, pl. IV, fig. 4, pl. V. — E. VON FELLEBERG, *loc. cit.* pl. XIII, fig. 1, pl. XV-XVII, pl. XVIII, fig. 7.

(2) *Loc. cit.* p. 228.

sans en déranger les strates, en les pénétrant de ses apophyses et en s'assimilant partiellement la roche encaissante. Dans les parties élevées et dans le voisinage des salbandes, les schistes n'ont été feldspathisés que sur une faible épaisseur; en profondeur, par contre, la feldspathisation s'étend à de grandes masses de schistes, qui sont ainsi transformées en gneiss glanduleux. Le gneiss granitoïde, qui passe en toutes proportions à la véritable protogine, représenterait un facies encore plus profond du métamorphisme.

Examinons maintenant comment ces différentes roches sont disposées dans les deux massifs de l'Aar et du Gothard.

En coupant le massif de l'Aar du nord-ouest au sud-est, on rencontre successivement les bandes suivantes : 1° bandes septentrionales de gneiss gris et grenus de Gasteren ; 2° premières bandes de schistes à séricite ; 3° bande centrale principale de protogine et de gneiss granitoïdes ; 4° deuxième bande de schistes ; 5° deuxième bande de protogine ; 6° bande méridionale de gneiss glanduleux alternant avec des schistes à séricite. Les deux bandes de protogine se soudent dans la partie centrale et orientale du massif et la large zone qui résulte de leur soudure se développe également au détriment de la bande des gneiss glanduleux. Cette dernière est toujours très nettement séparée des zones plus extérieures et il se pourrait que cette séparation soit due à une ligne de contact anormal, ramenant une zone profonde au niveau des schistes à séricite.

Il semble que la limite entre la bande septentrionale de gneiss et la première bande de schistes à séricite soit également due à un contact anormal, mais ce chevauchement est manifestement postérieur au dépôt des terrains secondaires, tandis que le chevauchement de la bande méridionale de gneiss sur la bande de protogine est antérieur au Permien, comme le montrent les coupes de M. Heim dans la région du Tödi.

Il est difficile, dans le massif de l'Aar, d'établir la part des diverses phases de plissement. De grands mouvements, suivis de dénudations intenses, se sont certainement produits avant le dépôt du Permien (Verrucano), car ce terrain repose en discordance angulaire sur tous les schistes métamorphiques et, de plus, il s'est déposé sur le granite de Gasteren même, qui était donc dénudé dès cette époque ; il est probable même que ces mouvements antépermieniens sont pour la plupart antéhouillers, car, au Tödi, des schistes à anthracite avec fossiles stéphaniens reposent en discordance angulaire sur les schistes à séricite. Ces faits démontrent d'une manière péremptoire que les schistes à séricite du massif de

l'Aar, probablement de même âge que les schistes de Casanna, sont antéhouillers et cette détermination exclut d'une manière absolue la possibilité d'admettre pour ces schistes un âge permo-houiller. Dans les massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc, qui présentent tant de ressemblances pétrographiques avec le massif de l'Aar, on sait de plus que la protogine est certainement antéhouillère et il est permis d'admettre par analogie que, dans le massif de l'Aar, toutes les transformations des schistes en gneiss et la mise en place du granite ont eu lieu avant l'époque carbonifère.

Tous les grands plissements par suite desquels, dans le massif de l'Aar, les calcaires jurassiques se trouvent pincés dans les terrains cristallophylliens, datent vraisemblablement de l'époque tertiaire et c'est de cette époque que date aussi la séparation du massif de l'Aar et du massif du Gothard et leur individualisation. En s'aidant des synclinaux de terrains secondaires on peut reconstituer quelques-uns des plis tertiaires qui ont affecté le soubassement de schistes cristallins.

Dans la partie occidentale du massif de l'Aar, d'après les coupes de M. von Fellenberg, on traverse successivement, en se dirigeant du N.O. vers le S.E., les plis suivants (fig. 5) : A_1 , un grand anticlinal surbaissé, correspondant au dôme du granite de Gasteren ; S_1 , un synclinal très écrasé, qui, plus à l'est, constituera le « coin calcaire » de la Jungfrau ; A_2 , un anticlinal couché sur le précédent, formé à l'ouest par des schistes verts, plus à l'est par les gneiss de la zone septentrionale ; S_2 , un grand synclinal de schistes à séricite, correspondant au Lötschental et s'accidentant, à l'extrémité sud-ouest du massif, de plusieurs synclinaux accessoires (Resti-Rothhorn, Faldum-Rothhorn, Niven), dans lesquels les terrains secondaires sont conservés ; A_3 , l'anticlinal principal du massif, qui amène à l'affleurement une large bande de protogine ; S_3 , un deuxième synclinal de schistes à séricite ; A_4 , un anticlinal remplacé dans la partie sud-ouest du massif par un pli-faille et faisant affleurer plus à l'est la deuxième bande de protogine ; S_4 , un ensemble de plis très serrés correspondant à la bande méridionale des gneiss et conservant dans les synclinaux, à l'extrémité sud-ouest du massif, des restes de la couverture secondaire, les plus méridionaux des « coins calcaires ».

L'anticlinal principal du massif (A_3) atteint la vallée du Rhône vis-à-vis de Tourtemagne et c'est lui qui, vraisemblablement, reparait sur la rive gauche sous la forme d'une bande étroite de schistes de Casanna, apparaissant en anticlinal dans la bande de calcaires tria-

siques (pl. XXIII, δ). Dans la partie moyenne du massif de l'Aar les deux anticlinaux de protogine se soudent en un anticlinal unique.

Les plis médians du massif de l'Aar sont des plis droits ; les plus externes, à l'exception de A₁, sont, au contraire, fortement couchés vers le nord-ouest ; ceux du bord interne sont presque toujours déversés dans la même direction et ce n'est que localement, entre Ulrichen et Andermatt, par exemple, que les plis du bord interne sont déversés en sens inverse, la bande méridionale de gneiss affectant momentanément la disposition en éventail.

Le massif du Gothard est séparé du massif de l'Aar, sur presque toute sa longueur, par un synclinal de schistes à sérécite, dans l'axe duquel, d'Ulrichen à Andermatt, — c'est-à-dire précisément dans la partie sur laquelle le bord interne du massif de l'Aar est déversé — est conservée une bande de Trias et de Jurassique, connue sous le nom de synclinal d'Urseren (« Urseren-Mulde »).

De même que le massif de l'Aar, celui du Gothard est constitué par des schistes à sérécite, par des gneiss glanduleux, avec mica-schistes et amphibolites, analogues à ceux de la bande méridionale, et par de la protogine.

Malgré ces analogies de composition, les deux massifs présentent dans leur tectonique de profondes différences. A son extrémité sud-ouest, le massif de l'Aar naît en pointe effilée, dans l'angle formé par la rencontre des vallées du Rhône et de Binn, sur la limite du massif de l'Aar et de la zone des Schistes Lustrés de Viège. Cette terminaison est tout à fait semblable à celle que présente le massif du Mont Blanc à son extrémité septentrionale et ne rappelle en rien la terminaison digitée du massif de l'Aar, à son extrémité sud-ouest. Le massif du Gothard va en s'élargissant de plus en plus vers le nord-est, jusqu'au delà du col, qui le coupe transversalement en deux moitiés sensiblement égales. En même temps, sa structure se complique et il se trouve constitué dans son milieu par deux anticlinaux de protogine, séparés par un synclinal de gneiss et d'amphibolites (1). A son extrémité nord-est, le massif présente des digitations sur lesquelles je reviendrai plus loin. L'ensemble affecte une disposition manifeste en éventail, ce qui constitue encore une analogie avec le massif du Mont Blanc et une différence essentielle avec celui de l'Aar.

Enfin, tandis que, dans ce dernier, la protogine affleure en deux bandes étroites et allongées, dont l'une forme l'axe principal du

(1) V. SCHMIDT, Livret-guide, pl. VIII, fig. 1.

massif sur toute sa longueur, dans le massif du Gothard la protogine se présente en masses séparées, « rappelant les batholithes », comme le fait remarquer M. Schmidt (1).

Les analogies tectoniques et pétrographiques qui existent entre le couple de massifs anciens de l'Aar et du Gothard et le couple Aiguilles Rouges — Mont Blanc sont telles que la plupart des auteurs ont rangé les deux couples dans une même « zone », la « première zone alpine » de Lory, la « zone du Mont Blanc » de M. Diener. L'étude des grandes dislocations de l'époque néogène qui ont affecté la région du Valais nous a montré que, en réalité, le couple Aiguilles Rouges — Mont Blanc et le couple Aar — Gothard appartiennent à deux zones tectoniques totalement différentes et qu'un important faisceau de plis coupe obliquement une ligne idéale qui réunirait les deux couples, les séparant complètement l'un de l'autre.

Les deux couples ont-ils eu à toutes les époques une histoire complètement différente et, dans ce cas, leurs analogies seraient-elles purement fortuites, ou bien sont-ils, au contraire, reliés par une communauté d'origine ? C'est ce que je vais chercher à établir.

On sait que la présence de la protogine est essentiellement caractéristique d'une zone extérieure de massifs anciens, comprenant les massifs de l'Aar et du Gothard, le Mont Blanc, Belledonne, les Grandes Rousses, le Pelvoux, tandis que l'absence de protogine est particulière aux massifs situés en arrière de la zone axiale houillère, tels que la Vanoise, le Grand Paradis, la Dent Blanche, le Mont Rose, le massif du Tessin, etc. Il est vrai que la protogine n'est pas connue dans les Aiguilles Rouges, mais en revanche la présence du granite de Vallorcine est à rapprocher de celle du granite de Gasteren, dans le massif de l'Aar. De même, il existe entre les roches que traverse la protogine dans les divers massifs de la zone extérieure des analogies que l'on ne peut méconnaître. Si l'on fait abstraction des micaschistes anciens (ζ^2 de la Carte géologique de France), dont le mode de formation et l'âge sont encore inconnus et dont l'attribution à l'Archéen est au moins problématique, on se trouve en présence d'une série puissante de schistes certainement détritiques, plus ou moins métamorphiques, tantôt chloriteux, tantôt sériciteux, tantôt amphiboliques, qui paraissent bien appartenir, dans les différents massifs, à une formation unique. Ces schistes sont partout antéhouillers, car le Houiller repose en discordance angulaire sur ces schistes aussi bien

(1) Id., p. 134.

dans le massif des Aiguilles Rouges (Pormenaz) que dans celui de l'Aar (Tödi) et se montre au moins transgressif dans les autres massifs de la zone externe. Dans la zone interne, par contre, les massifs de schistes métamorphiques sont en partie permo-houillers (Vanoise, Mont Pourri, Petit Mont Cenis) et l'on n'observe nulle part de discordance entre le Houiller et des couches qui pourraient être plus anciennes. Quant à l'âge absolu des schistes sériciteux et chloriteux, il ne peut être établi d'une manière précise ; leur assimilation à l'Algonkien (Précambrien M.-Ch. et de Lapp., Archéen Hébr., Termier, *non aut.*, X de la Carte géologique de France) est tout à fait incertaine et l'on pourrait tout aussi bien les attribuer au Silurien ou au Dévonien, par analogie avec les Alpes orientales et suivant l'exemple donné par M. Renevier.

Quoiqu'il en soit, l'éruption des protogines et des granulites est partout postérieure au dépôt des schistes sériciteux et chloriteux et antérieure au Houiller. Les conditions dans lesquelles s'est produite cette éruption méritent d'attirer un instant notre attention. L'accumulation d'une épaisseur de schistes aussi formidable que celle que l'on observe dans les massifs de la zone extérieure ne peut s'expliquer que par leur dépôt dans un géosynclinal en voie d'approfondissement graduel. Les sédiments les plus anciens ont dû ainsi, dans la région axiale du géosynclinal, être amenés à une profondeur telle qu'ils venaient plonger dans une zone à degré géothermique très élevé. Le résultat de l'énorme élévation de température subie en profondeur par les sédiments a dû être une fusion plus ou moins complète et une assimilation au magma granitique, tandis que les sédiments situés à une profondeur moindre se trouvaient traversés par des apophyses de la roche granitique suivant des plans de moindre résistance (1) et que les minéralisateurs développaient les éléments du granite dans les plans de schistosité, transformant ainsi les schistes en gneiss. La granitisation a pu ainsi se produire dans toute la région axiale du géosynclinal, dans toute une bande correspondant à la zone extérieure des massifs anciens.

(1) Il est à remarquer que, dès la fin du siècle dernier, Hutton, devançant d'un siècle son époque, arrivait à cette même conception, qui est aujourd'hui assez courante, au moins en France. Je citerai le passage suivant d'un remarquable opuscule de H. de Collegno (Peut-on distinguer dans la nature des roches véritablement primitives ? Thèse pour le doctorat, Paris 1838, in 4°, 16 p.), dans lequel l'auteur résume ainsi la théorie d'Hutton : « Si la fusion de ces roches n'était pas complète, si elles conservaient leur stratification, elles auraient donné lieu à des gneiss, à des micaschistes, etc. ; si, au contraire,

Lors des mouvements orogéniques qui marquèrent la période carbonifère la région correspondant à la zone extérieure des massifs anciens fut soumise à des plissements énergiques, qui eurent pour résultat d'amener les régions profondes à métamorphisme intense à des altitudes telles que les agents atmosphériques eurent bientôt fait de les mettre à nu. C'est sur une pénéplaine formée par des couches anciennes redressées que vinrent alors se déposer les formations permienes et triasiques, puis la série concordante des dépôts secondaires. Cette discordance du Permien ou du Trias sur les terrains plus anciens existe dans toute la zone externe des massifs cristallins, tandis que dans la zone interne le Trias est partout concordant au Permo-Houiller.

Jusqu'au Trias la zone externe a donc, dans toute son étendue, une histoire très uniforme et présente une homogénéité réelle ; l'emplacement du couple Aar — Gothard se comporte exactement de la même manière pendant toute la durée des temps paléozoïques que celui du couple Aiguilles Rouges — Mont Blanc et aussi que la région de Belledonne, des Grandes Rousses, du Pelvoux. Mais déjà dès l'époque du Lias la région du massif de l'Aar suit une histoire toute différente de celle des massifs situés en France. La région du Mont Blanc, très vraisemblablement, celle des Aiguilles Rouges, certainement dans toute sa partie méridionale, toute la région de Belledonne, des Rousses, du Pelvoux sont caractérisées par la présence du Lias à facies vaseux ; elles font partie de la zone de sédimentation du Lias dauphinois, c'est-à-dire qu'elles correspondent à l'emplacement d'un géosynclinal en voie d'approfondissement constant. Par contre, l'emplacement du massif de l'Aar était occupé par un haut-fond et même en partie par des terres émergées, qui séparaient la région des Schistes Lustrés, située au sud, d'une région dans laquelle le Lias affecte les mêmes caractères

les dépôts de sédiments étaient complètement fondus, il aura pu se produire des granites régénérés, s'épanchant dans les fentes des couches voisines plus réfractaires, ou supportant ces mêmes couches ; de sorte qu'on aurait après le refroidissement des masses granitiques émettant des filons dans les couches cristallines stratifiées, et pénétrant même, dans certains cas, jusqu'aux couches non modifiées. Ces nouveaux granites, résultant de la fusion des roches qui elles-mêmes n'étaient qu'une agglomération de détritiques granitiques d'époques antérieures, ne devront offrir aucune différence de composition minéralogique ou chimique, d'avec les granites véritablement primitifs ».

Je rappellerai de plus que Hutton formulait déjà l'hypothèse de l'élévation des isogéothermes, qui devait jouer plus tard un rôle si considérable dans les théories de Dana sur la formation des chaînes de montagnes.

que dans le Jura Argovien et même qu'en Souabe et qui s'étend au nord du massif, dans toute la région des Alpes calcaires suisses. Le massif de l'Aar correspondait donc, à l'époque du Lias, à un géantoclinal; pendant les périodes suivantes il semble même avoir constitué la limite méridionale des mers suisses, car jusqu'à présent, on ne connaît pas, à l'intérieur des Alpes occidentales, de dépôts pouvant être attribués à des terrains plus récents que le Lias et, de plus, les terrains secondaires se présentent sur le bord septentrional du massif de l'Aar avec des caractères franchement littoraux ou au moins de mers peu profondes. Le Dogger, qui est plutôt vaseux au nord d'une ligne allant de Lauterbrunnen à Meiringen, en passant par Grindelwald et par les deux Scheideck, est littoral au sud de cette ligne (facies des oolithes ferrugineuses et des calcaires à entroques) et rappelle le Dogger de la Lizerne et du Val Ferret. Le Jurassique supérieur est à l'état de calcaires à entroques (1) au glacier inférieur de Grindelwald, tandis que plus au nord il est vaseux. Le Valanginien est également à l'état de calcaires spathiques sur le bord du massif et les parties plus élevées du Crétacé y sont tout à fait rudimentaires et souvent même absentes, le Nummulitique reposant alors immédiatement sur le Jurassique, ce qui indique des mouvements d'oscillation dans la région du géantoclinal. Sur le bord des massifs des Aiguilles Rouges et de Belledonne, par contre, rien n'indique le voisinage d'une côte à l'époque du Jurassique moyen et supérieur et au Valanginien, tous ces terrains étant nettement vaseux; il semble même que l'Urgonien et le Gault se soient étendus bien plus loin à l'est que ne l'indiquent leurs affleurements actuels; de plus, nulle part, sur le bord extérieur des massifs anciens de la Savoie, le Nummulitique ne repose sur le Jurassique ou sur des terrains plus anciens que l'Urgonien. On peut conclure de ces faits que la région des massifs anciens de la Savoie constituait pendant toute la période jurassique et au début de la période crétacée un géosynclinal et que les mouvements anténummulitiques n'ont pas déterminé sur son

(1) Contrairement à l'opinion généralement admise, ces calcaires ont été considérés comme triasiques par M. Gollicz (Livret-guide, p. 206); les fragments de tiges de Crinoides que j'y ai recueillis paraissent se rapporter au genre *Apiocrinus* et M. le professeur Zittel, qui a bien voulu les examiner lors du Congrès géologique international, m'a confirmé dans la certitude qu'ils ne peuvent provenir d'un genre triasique. M. Baltzer s'est d'ailleurs élevé très énergiquement contre l'attribution au Trias du « Hochgebirgskalk » (v. « Bemerkungen zu den Berner Oberlandprofilen des Herrn Prof. H. Gollicz, in Livret-Guide géologique de la Suisse, 1894 »).

emplacement l'existence d'une zone anticlinale. Par contre, dès le Jurassique moyen la région du massif de l'Aar se comportait de la même manière que la zone axiale des Alpes françaises et les plissements anténommulitiques faisaient des deux régions une même zone anticlinale.

Si je me suis arrêté si longtemps à cette question des facies, que je compte d'ailleurs reprendre plus en détail dans un mémoire ultérieur, c'est que j'ai pu ainsi démontrer que, dès le début de la période jurassique, le massif de l'Aar avait cessé de suivre la même histoire que les massifs de Savoie et que, de plus en plus, il se trouvait solidaire de la région du Briançonnais. Cette solidarité, comme je l'ai montré plus haut, n'a fait que s'accroître lors des grands plissements de la fin de la période tertiaire.

BORDURE SEPTENTRIONALE DU MASSIF DE L'AAR. — Si l'on fait abstraction des digitations de terrains secondaires qui pénètrent dans le massif de l'Aar à son extrémité sud-ouest et des restes de la couverture portés par le massif vers son extrémité nord-est, les témoins du manteau de terrains secondaires qui s'étendaient sur tout le massif se réduisent à quelques lambeaux dont l'étude peut être jointe à celle de la bordure septentrionale du massif. Ces témoins se rencontrent exclusivement dans des synclinaux du massif ancien, dont ils constituent les noyaux plus ou moins écrasés. Une première bande de témoins est conservée dans le grand synclinal de schistes à séricite (S_2), qui sépare, sur toute la longueur du massif, la bande septentrionale de gneiss de la bande principale de protogine (A_2), elle comprend les « coins calcaires » qui s'étendent du Griesenfirn à l'Intschi Alp. Plus au nord on remarque une deuxième bande, plus importante, associée à une traînée de schistes à séricite, peut-être d'âge carbonifère, qui forme synclinal au milieu des gneiss de la bande septentrionale; elle comprend le grand synclinal couché du Pfaffenberg et des Laubstöcke, dont le Jurassique est actuellement séparé par l'érosion de celui de la bordure septentrionale. Il en est de même des « coins » de moindre importance qui sont conservés un peu au sud de ceux du Pfaffenberg et des Laubstöcke et qui correspondent à un synclinal secondaire, plus intérieur. A l'est de la crête qui sépare le bassin de l'Aar de celui de la Reuss on ne trouve aucune trace de ces deux synclinaux.

Entre la vallée de la Reuss et le Titlis, qui est le point culminant atteint par les terrains jurassiques le long de cette crête, la coupe du bord septentrional du massif de l'Aar est extrêmement simple.

Sur les tranches des schistes cristallins s'étend en discordance une série de couches parfaitement concordantes entre elles, comprenant le Verrucano, le Trias, tout le Jurassique et le Nummulitique du col de Surenen et de la Gadmer Fluh. Toutes ces couches plongent très régulièrement vers le nord-ouest et ce n'est que localement que l'on rencontre des plissements secondaires.

La même coupe régulière se rencontre dans toutes les vallées qui entament à une profondeur suffisante la bordure sédimentaire du massif: dans la vallée de la Reuss, dans celle de l'Aar, dans celle de Lauterbrunnen (Lutschine) et dans celle de Gasteren (Kander). Partout, dans ces profondes coupures, la nappe de terrains secondaires repose en discordance sur les schistes cristallins et la surface de contact des deux séries plonge assez rapidement vers le nord-ouest. Dans les régions plus élevées, la coupe se complique singulièrement et l'on retrouve la trace d'accidents grandioses, dont la coupe du fond des vallées ne permet pas de soupçonner l'existence. Dans tout le segment situé à l'ouest de la coupure de l'Aar l'un des anticlinaux constituant le massif — l'anticlinal A₂ — est déversé, avec sa couverture sédimentaire, sur la bordure septentrionale (fig. 5, A, B). Le flanc normal et la charnière de ce gigantesque anticlinal couché ont presque partout disparu, mais le flanc inverse est le plus souvent conservé et forme en même temps le flanc inverse d'un grand synclinal couché, presque toujours très écrasé, qui s'enfonce dans l'intérieur du massif, et c'est à ce synclinal que correspondent les plus importants des coins calcaires. L'anticlinal et le synclinal peuvent se présenter décomposés en anticlinaux et en synclinaux secondaires, d'où résulte localement la multiplicité des « coins ». Ce plissement grandiose a affecté les gneiss sériciteux de la bande septentrionale, les calcaires du Jurassique supérieur et, entre ces deux terrains, les couches dites « formations intermédiaires » (« Zwischenbildungen »), c'est-à-dire le Verrucano, la dolomie de Röthi (Trias) et les oolites ferrugineuses du Jurassique moyen (Bajocien-Callovien). Ces « formations intermédiaires » se retrouvent presque partout au contact du gneiss et du calcaire; quand l'une ou l'autre d'entre elles et plus rarement toutes les trois font localement défaut c'est par étirement, mais en général elles épousent tous les replis du contact (1). Leur présence constante est contraire aux hypothèses qui verraient dans les superpositions anormales de l'Oberland Bernois le résultat de

(1) V. en particulier l'admirable vue du Gstellhorn, in BALTZER, Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner-Oberland. *Matér.* XX^e livr., pl. VI.

chevauchements le long de failles très obliques ou horizontales (Ch. Lory) : elle est également contraire à l'attribution au Trias des « coins calcaires ».

Entre le Titlis et la coupure de l'Aar toute trace de l'anticlinal couché a complètement disparu, mais la charnière du synclinal est conservée : c'est le « coin calcaire » du Pfaffenberg ; on en retrouve la trace vers l'est, jusque dans le haut de la vallée de Gadmen, sous forme de lambeaux de marbre, accompagnés de schistes à séricite et de schistes houillers, que l'on suit jusqu'au pied sud-est du Titlis. Ici l'axe du synclinal se trouve à une altitude supérieure d'environ 1000^m à celle qu'il occupait dans la vallée de l'Aar et en même temps le synclinal lui-même prend fin, car, plus à l'est, aux Spannörter, dans le même alignement, un témoin du manteau secondaire est conservé, à plus de 3000^m d'altitude, sans que l'on y constate la moindre trace de plissements.

À l'ouest de la coupure de l'Aar, sur le versant gauche de la vallée d'Urbach, au Gstelliborn, une coupe naturelle magnifique permet d'observer la division du synclinal couché en plusieurs replis secondaires. Les synclinaux s'enfoncent dans le gneiss en vastes coins horizontaux, les anticlinaux de gneiss également écrasés pénètrent vers le nord dans la montagne calcaire de l'Engelhorn. Les couches jurassiques qui constituent cette montagne suivent tous les replis du contact et forment des plis couchés secondaires empilés les uns sur les autres et dont les charnières sont fort bien visibles. L'ensemble de ces plis est déversé sur un synclinal couché de terrains nummulitiques très écrasé, qui correspond au noyau du plus inférieur et plus important des synclinaux jurassiques formant coin dans le gneiss. Le renversement du Jurassique sur l'Eogène s'observe sur toute la ligne frontale des grandes masses calcaires de l'Oberland Bernois, certainement depuis Meiringen jusqu'à Grindelwald et peut-être jusqu'à Lauterbrunnen ; à la Grande Scheideck il semble même qu'il y ait chevauchement des calcaires jurassiques supérieurs sur le Nummulitique. Les calcaires du Malm eux-mêmes constituent le revêtement d'un noyau anticlinal de gneiss, comme le montrent les coupes du Wetterhorn et de l'Eiger, où les charnières anticlinales sont conservées, tandis qu'ailleurs elles sont le plus souvent détruites, auquel cas on voit les masses calcaires recouvertes par des chapeaux de gneiss et c'est ce type qui est réalisé dans le Mettenberg, le Mönch (fig. 5, A) et la Jungfrau (1). Au Mönch le chapeau est même complètement

(1) BALTZER, *Matér.*, livr. XX, atlas, pl. III-V.

isolé, l'érosion ayant séparé de sa racine le gneiss du sommet.

Entre le Gstellihorn et la Jungfrau le bord du massif de l'Aar n'est pas dénudé à une profondeur suffisante pour qu'il soit possible d'observer le synclinal de Jurassique qui pénètre en coin simple ou multiple dans le gneiss et il n'est pas possible d'assimiler les deux coins de la Jungfrau à l'un ou l'autre des coins du Gstellihorn. Le cirque grandiose du Roththal, sur le versant sud-ouest de la Jungfrau (1), entame le coin supérieur jusqu'à son extrémité effilée, qui dénote un écrasement considérable. Sous le gneiss du Roththal, qui supporte ce coin, l'on observe un second synclinal couché, dont l'épaisseur, bien plus grande que celle du coin supérieur, correspond à un écrasement moindre, qu'indique également sa charnière arrondie. Le flanc normal de ce synclinal inférieur n'est autre chose que la nappe de terrains secondaires, simplement inclinée vers le nord, qui s'appuie sur la surface des terrains cristallophylliens de l'anticlinal septentrional, celui qui comprend le granite de Gasteren. Ce même synclinal inférieur semble se retrouver au Kanzelhorn (2), au fond de la vallée de Lauterbrunnen, mais plus au sud-ouest il n'en existe plus aucune trace, mais l'anticlinal de Gasteren s'individualise de plus en plus (A_1) et se trouve séparé du reste du massif par la continuation du synclinal supérieur de la Jungfrau (S_1) (3), que l'on suit, toujours très écrasé, d'abord sur le versant nord de la ligne de partage des eaux des Alpes Bernoises, jusqu'au Breithorn, puis sur le versant sud, jusqu'au Ferden-Rothhorn, à l'extrémité sud-ouest du massif (fig. 5, B, C). Le synclinal du Ferden-Rothhorn semble bien constituer la continuation *non écrasée* du coin supérieur de la Jungfrau, qui ici s'est redressé et ne supporte plus, comme au Breithorn, au Mittaghorn et à la Jungfrau, des restes de l'anticlinal couché de schistes et de gneiss à séricite (A_2).

Ainsi, comme je le disais plus haut, ce n'est pas le plus extérieur des anticlinaux du massif de l'Aar (A_1) qui est déversé, avec son manteau sédimentaire sur la bordure, c'est le deuxième (A_2) ; il est couché sur le premier, celui de Gasteren, simple voûte surbaissée. Mais si ce premier anticlinal n'a pas pris part en profondeur au déversement, il n'en est pas de même de sa couverture, comme le

(1) BALTZER, *ibid.* pl. I-III. — FELLEBERG, *Matér.*, livr. XXI. I. atlas, pl. VII (photographie de Vittorio Sella).

(2) E. VON FELLEBERG, *loc. cit.* pl. IX, fig. 3 (phot. J. Beck).

(3) E. VON FELLEBERG, *loc. cit.* pl. III, prof. VII, VI; pl. II, prof. IV; pl. I, prof. III, II, I^a.

montrent les coupes de la Blümlisalp et du Doldenhorn publiées par MM. Mœsch et von Fellenberg (1). Dans tout l'espace compris entre la vallée de Lauterbrunnen et le Lötschen Pass les couches jurassiques forment, sur le flanc nord-ouest de la voûte de Gasteren, un gigantesque épaulement qui se termine vers le sud-est en falaise abrupte ; leur base plonge régulièrement vers le nord-ouest, mais les couches supérieures forment de grands plis déversés et même renversés dans la même direction. Le beau pli de la Blümlisalp, que le touriste remarque depuis Kandersteg, ne doit pas être interprété comme un synclinal de Malm reposant sur le Dogger et déversé vers le sud-est, c'est au contraire un anticlinal à noyau de Dogger et de Lias renversé vers le nord-ouest. Le pli du Gspaltenhorn et du Büttlassen est également un anticlinal renversé dans le même sens et il est probable que le Balmhorn présentera des accidents analogues.

Je ne veux pas quitter le massif de l'Aar sans préciser encore la limite septentrionale de cette grande aire anticlinale et sans revenir encore une fois sur ses relations avec la zone axiale de l'éventail alpin.

Nous avons vu que partout où le bord septentrional du massif était entamé par l'érosion à une profondeur suffisante la surface de contact des terrains cristallophylliens et de la série transgressive s'abaissait en pente régulière vers le nord-nord-ouest, supportant la série normale des terrains secondaires et le Nummulitique, qui s'étend presque partout en concordance apparente sur le Jurassique supérieur, par suite de l'absence, sur presque toute la bordure, du Néocomien et du Gault. Le Nummulitique forme une bande en continuité à l'est avec le Nummulitique de la dépression d'Elm, que l'on suit, par les Clariden, le Schächenthal, la vallée de la Reuss, qu'elle traverse entre Erstfeld et Flüelen, le col de Surenen et le versant nord du Titlis, depuis la vallée de la Linth jusqu'à la Gadmer Fluh. A partir du Tellistock et jusque vers Meiringen, le Jurassique supérieur est complètement dénudé de son revêtement tertiaire ; mais le Nummulitique reparait bientôt et forme, de Meiringen à Grindelwald, une bande étroite mais continue, sur laquelle est déversé, du sud vers le nord, le grand anticlinal couché du bord du massif (A_2), comme l'anticlinal plus intérieur de la Windgälle est déversé, plus à l'est, sur la même bande nummulitique.

Au sud-ouest du glacier inférieur de Grindelwald la bande

(1) *Matér.* Livr. XXI, I, Atlas prof. II, III ; II, prof. I.

nummulitique ne s'étend plus, sur le versant nord-ouest du haut massif de l'Oberland Bernois, que jusqu'à Alpighen. A la Petite Scheideck le calcaire jurassique supérieur se trouve en contact immédiat avec les schistes du Jurassique moyen, mais il est probable que ce contact est anormal. Sur les flancs du Schwarze Mönch deux synclinaux de grès tertiaires sont pincés dans le Malm ; ils constituent le pendant des lambeaux de Mürren, découverts par M. Moesch, qui reposent sur le Malm de la couverture et sont recouverts en contact anormal par les schistes jurassiques moyens du massif du Schilthorn, refoulés du nord vers le sud (1). Plus à l'est ces mêmes schistes reposent directement — sans doute encore en contact anormal — sur le Jurassique supérieur, et le Nummulitique a momentanément disparu, mais il reparait dans le haut du Kienthal, près de Gamchi, pour disparaître de nouveau au col du Hochthürli. Au nord du lac d'Ötschen on retrouve de nouveau une bande de grès tertiaires de quelques kilomètres de long, qui, à Kandersteg, est cachée sous les éboulis et les dépôts glaciaires, mais se raccorde certainement avec la bande de la Spitalmatt (pl. XXIII, b), que nous avons suivie sur les versants est et sud du Wildstrubel et jusque dans la vallée de la Dersence, vers Sion.

Reposant au nord-est de Kandersteg sur le Jurassique supérieur, le Nummulitique s'étend, au sud-ouest de ce village, sur le Valanginien et plus loin encore sur l'Hauterivien.

Il résulte de cet aperçu que le massif de l'Aar est bordé au nord, sur toute sa longueur, depuis la vallée du Rhône jusqu'à Ragatz, par une bande presque continue de terrains néogènes, correspondant à un synclinal et constituant la limite naturelle du massif (2). On pourrait se demander si cette limite nord-ouest du massif de l'Aar n'est pas en même temps la limite de la zone des Aiguilles d'Arves et du Val Ferret et de la zone axiale de l'éventail alpin. Il n'en est rien. On se rappelle que nous avons montré plus haut que le synclinal de Cretabessa et de la Spitalmatt (b) naissait dans la zone des Schistes Lustrés de Sion (β), continuation de la bande intérieure de Schistes Lustrés du Val Ferret ; ce synclinal appartient donc à la

(1) C. MOESCH, *Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge auf der Nordwestecke des Blattes XVIII. Matér.*, livr. XXI, II, p. 12-16.

(2) Cette limite est en même temps la limite méridionale des grands refoulements vers le sud. En ce qui concerne l'Oberland Bernois, mes recherches m'ont convaincu de l'existence d'un chevauchement intense vers le sud dans le soubassement du massif du Faulhorn, conformément à l'interprétation donnée récemment par M. Moesch et contrairement à l'opinion exprimée par M. Gollier. Je discuterai ces points dans la 2^{me} partie du présent travail.

- zone des Aiguilles d'Arves. Il en est de même de l'anticlinal qui lui fait suite vers le sud-est, c'est-à-dire de la grande voûte surbaissée de Gasteren (A_1), avec sa couverture sédimentaire déversée vers le nord-ouest (Balmhorn et Blümlisalp). Les plis plus intérieurs appartiennent par contre à la bordure de la zone axiale, car les digitations de l'extrémité sud-ouest du massif de l'Aar naissent — comme nous l'avons vu plus haut — dans la zone de calcaires triasiques (δ) de Pontis. Seul le plus extérieur des anticlinaux du massif de l'Aar appartient donc à la zone des Aiguilles d'Arves et du Val Ferret, les plus intérieurs naissent sur le bord externe de la zone axiale et ne sont autre chose que les plus extérieurs des plis de cette zone, exagérés jusqu'à faire apparaître des terrains antérieurs au Houiller. Il est évident, par suite, que le massif du Gothard doit être également attribué à la zone axiale de l'éventail alpin. C'est le grand synclinal couché du Ferden Rothhorn, de la Jungfrau et du Pfaffenkopf (S_1) qui forme, dans la Suisse centrale, la limite naturelle de la zone externe et de la zone axiale de l'éventail alpin.

TERMINAISON ORIENTALE DU MASSIF DE L'AAR. — L'extrémité orientale du massif de l'Aar, étudiée d'une façon magistrale par M. Heim, présente la plus grande analogie avec son extrémité sud-ouest. A l'est du col de la Sandalp et du Val Rusein des témoins étendus de son manteau sédimentaire ont été épargnés par l'action dénudatrice des agents atmosphériques, et cela grâce au considérable abaissement d'axe que subissent tous les plis à cette extrémité du massif.

Le pli de la Untersandalp (Mechanismus, pl. IX, fig. 10) ; la gigantesque masse jurassique du Tödi (Mat., livr. 25^e, pl. I, prof. 4) ; la longue crête en fond de bateau qui va du Riz Urlaun au Kistenstöckli, en passant par le Bifertenstock (*ibid.*, pl. I, prof. 4, 5) ; le soubassement des Brigelserhörner (fig. 6), enfin, constituent quatre synclinaux de terrains secondaires, quatre coins pincés entre les affleurements anticlinaux des schistes cristallins, tout à fait analogues à ceux qui accidentent l'extrémité sud-ouest du massif. Dans les parties anticlinales la couverture de terrains secondaires est généralement profondément érodée, quand elle n'a pas entièrement disparu ; ce n'est que le plus septentrional des anticlinaux, celui qui est situé au nord du synclinal de la Untersandalp, qui a en partie été épargné par l'érosion. Son noyau correspond à l'anticlinal septentrional de la bande des schistes à sérécite et ne présente que des couches peu déversées vers le nord ; les couches extérieures

secondaires sont, par contre, presque renversées et constituent un vaste anticlinal couché sur la bordure. C'est le pli célèbre de la Windgälle. A l'est, le flanc normal du pli est en grande partie conservé, localement même, au Scheerhorn, avec son revêtement nummulitique ; la charnière anticlinale est enfouie dans les terrains tertiaires, qui s'enfoncent en coin sous le Jurassique, dans la région synclinale du pli couché (Mechanismus, pl. V, prof. 8). Plus à l'ouest, le flanc normal a disparu et le noyau anticlinal permien est mis à nu. Dans la Windgälle, enfin, l'érosion atteint la charnière synclinale du Nummulitique et le noyau anticlinal est occupé par du porphyre pétrosiliceux ; pour tous les détails je renvoie au beau travail de M. Schmidt (1).

Sur la rive gauche de la Reuss, l'érosion a complètement enlevé toute trace du pli de la Windgälle et il est facile de constater que ce pli n'est pas la continuation de l'un des plis de la bordure (A_1 ou A_2), dont j'ai résumé plus haut les caractères ; c'est un pli plus intérieur et la zone septentrionale des gneiss s'enfonce définitivement sur le versant droit de la vallée de la Reuss, entre Erstfeld et Amstäg, sous un manteau de couches secondaires, dont les couches légèrement ondulées s'abaissent en pente douce vers le nord.

A l'est du Kistenpass les terrains cristallophylliens ont entièrement disparu sous la couverture secondaire continue ; ils n'apparaissent plus que bien plus à l'est, dans la boutonnière de Vättis, pendant de celle de Mégève, à l'extrémité septentrionale du massif de Belledonne.

Tandis que dans les parties centrales du massif de l'Aar la base des terrains sédimentaires de la couverture devait se trouver à bien plus de 4000 mètres d'altitude et que, dans le fond du Val Rusein, elle se trouve encore à 2800 m. et au-dessus, plus à l'est, au Limmernboden, elle n'atteint plus que 1900 m. et s'abaisse au-dessous de 1000 m. à Vättis. On voit donc que l'extrémité orientale du massif de l'Aar s'enfonce en profondeur sous un manteau de terrains secondaires, qui lui-même plonge sous le Tertiaire.

A l'aire anticlinale que constitue le massif de l'Aar fait place vers l'est une aire synclinale, la dépression d'Elm. Tandis que dans le massif central la croûte terrestre a cédé à la compression latérale

(1) C. SCHMIDT, Geologisch-petrographische Mittheilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. *N. Jahrb. Beil. Bd. IV*, p. 288.

V. aussi Livret-Guide, p. 125-127, pl. VIII.

en se plissant vers le haut, dans la dépression qui lui fait suite elle a cédé vers le bas, comme l'a fait remarquer M. Heim (1), ou, pour parler un langage plus géométrique, dans le massif de l'Aar, la surface passant par tous les axes des plis d'une couche donnée forme une surface convexe, tandis que dans la dépression d'Elm elle forme une surface concave.

EXTRÉMITÉ ORIENTALE DU MASSIF DU GOTHARD ET PLI SUD DE GLARIS. — La couverture de terrains tertiaires, sous laquelle s'enfonce le massif de l'Aar à son extrémité orientale, occupe toute la dépression d'Elm et constitue, sur une certaine longueur, la crête qui sépare la vallée du Rhin antérieur des vallées tributaires de la Linth; sur le versant du Rhin, par contre, les terrains jurassiques sont mis à nu. C'est sur ce substratum jurassique et nummulitique que repose en superposition anormale une série comprenant le Verrucano, la dolomie de Röthi (Trias) et le Jurassique, en succession normale, série que l'on doit envisager comme le flanc normal d'un grand pli couché, dont la charnière anticlinale est partout détruite par l'érosion, dont le flanc inverse est le plus souvent réduit à une mince couche de « calcaire de la Lochseite », résultant du laminage du Jurassique supérieur, et dont la charnière synclinale est généralement conservée. Ce pli couché est le *pli sud de Glaris*. Le chevauchement s'observe sur une

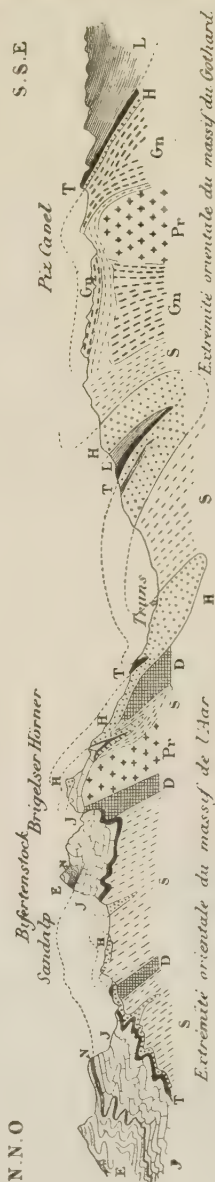


Fig. 6 — Coupe à travers l'extrémité orientale des massifs de l'Aar et du Gothard, montrant la naissance du pli sud de Glaris et le déversement de l'anticlinal du Piz Cavel sur l'extrémité de l'anticlinal principal du massif du Gothard. D'après Heim, *Matér.*, liv. XXV, pl. I, profil. 5. Réduction au 1/20000. — S, Schistes paléozoïques; Gn, Gneiss; Pr, Protogine et granite à amphibole; D, Diorite et amphibolite; H, Houiller et Verrucano; T, Trias; L, Schistes lustrés. — J, Jurassique; N, Néocomien; E, Nummulitique.

(1) *Matér.*, livr. XXV, p. 133.

longueur de plus de 32 kilom., depuis les Brigelser Hörner, à l'ouest, jusqu'au Ringelspitz, à l'est ; mais sur une grande partie de cette longueur il ne se traduit que par des lambeaux de recouvrement.

Les coupes de M. Heim (1) montrent avec évidence que la racine du pli sud doit être cherchée dans le vaste anticlinal de Verrucano dans lequel est creusé le lit du Rhin entre Truns et Coire. Cet anticlinal de Truns (fig. 6) est presque entièrement arasé ; en amont de Truns il se dédouble en deux anticlinaux dont l'un, le plus septentrional, mais le moins important, est entamé jusqu'à la protogine et s'accôle au bord méridional du massif de l'Aar (Heim, prof. 3, 4), tandis que le plus méridional, de beaucoup le plus important, est ouvert jusqu'aux schistes de Casanna, qui forment le substratum immédiat du Verrucano. Cet anticlinal peut être suivi assez loin vers l'ouest avec son individualité propre ; le synclinal qui le borde au nord s'écrase complètement à Disentis ; celui qui le borde au sud et que l'on pourrait appeler le synclinal de la Garvera, est, par contre, beaucoup plus complet, il comprend toute la série des couches depuis le Houiller jusqu'au Lias fossilifère et s'étend vers l'ouest jusqu'au Six Madun Badus. C'est au nord de ce sommet que l'anticlinal méridional de Truns, ouvert ici jusqu'aux schistes cristallins (Heim, prof. 1), se soude au massif du Gothard. Nous constatons donc que le plus septentrional des anticlinaux du Gothard et le plus méridional de ceux du massif de l'Aar se soudent dans la haute vallée du Rhin antérieur en un anticlinal unique, qui, en aval de Truns, n'est plus ouvert que jusqu'au Verrucano et donne naissance par étirement de son flanc inverse au pli sud de Glaris. Cet étirement du flanc inverse de l'anticlinal de Truns se produit précisément vers l'est à partir de l'endroit où le massif de l'Aar s'enfonce sous son manteau sédimentaire et le flanc normal du pli vient chevaucher la dépression synclinale qui fait suite au massif.

De même que l'anticlinal de Truns s'enfonce à l'est sous le Verrucano, les anticlinaux plus intérieurs du massif du Gothard plongent vers l'est sous le Verrucano ou sous le Trias et les synclinaux du Scopi et du col de Greina, connus par leur Lias fossilifère, pénètrent dans le massif de la même manière que le synclinal de la Garvera, quoique beaucoup moins profondément.

La terminaison orientale de l'anticlinal principal du massif du Gothard dans le Val Somvix est tout à fait analogue à la terminaison septentrionale des massifs de l'Adula, du Tambo et de la

(1) *Matér.*, livr. XXV, prof. 1-5, 7, p. 160.

Suretta, qui tous finissent en dôme et disparaissent en profondeur sous les schistes des Grisons, qui forment une vaste dépression synclinale.

Quant à l'anticlinal de gneiss rubanés qui fait suite vers le sud à l'anticlinal principal et qui est limité au sud par le synclinal du col de Greina, il se couche complètement, à son extrémité orientale, sur les schistes sous lesquels s'est enfoncée l'extrémité orientale de l'anticlinal principal (fig. 6). L'érosion a découpé dans la partie couchée du pli un lambeau de recouvrement de gneiss (Pl. XXIII, IV^{bis}), qui repose sur un soubassement de schistes à séricite. De même que l'anticlinal de Truns s'est couché sur la terminaison orientale du massif de l'Aar, de même l'un des anticlinaux méridionaux du massif du Gothard s'est couché vers le nord à l'endroit où l'anticlinal central du massif a disparu en profondeur.

RÉSUMÉ. — Le massif de l'Aar est constitué en majeure partie par des schistes à séricite, transformés dans les régions profondes en gneiss par un métamorphisme dû à la présence de la protogine. Au contact immédiat de la protogine on observe dans les régions supérieures une zone feldspathique. La protogine est plus récente que les schistes à séricite, mais plus ancienne que le Carbonifère, dont quelques lambeaux sont conservés dans l'intérieur du massif.

Les roches anciennes des massifs de l'Aar et du Gothard offrent des analogies avec la zone extérieure des massifs cristallins de Savoie et contrastent d'une manière frappante avec les roches de la zone du Piémont, mais l'étude des terrains secondaires qui forment les restes de la couverture sédimentaire des deux massifs montrent que, dès le Lias, ceux-ci eurent une histoire indépendante de celle des massifs de Savoie et que dès cette époque ils se comportèrent de la même manière que la zone axiale des Alpes françaises.

Le plus extérieur des plis du massif de l'Aar, l'anticlinal surbaissé de Gasteren, est situé sur le prolongement des plis intérieurs des plis de la zone des Aiguilles d'Arves et du Val Ferret ; il est séparé des plis principaux du massif, qui naissent sur le bord externe de la zone axiale de l'éventail alpin, par un synclinal plus ou moins écrasé, simple ou composé, que l'on suit depuis le haut de la vallée de Gadmen, à l'est, jusqu'au Ferden Rothhorn à l'ouest, à travers tout l'Oberland Bernois, où il constitue les célèbres « coins calcaires ».

A l'extrémité orientale du massif de l'Aar la surface de contact

des terrains permien et secondaires avec la série cristallophylienne s'enfonce rapidement en profondeur, l'aire anticlinale fait place vers l'est à une aire synclinale, dans laquelle le plissement s'est produit en concavité (Heim) et dans laquelle affleurent les terrains éogènes. Le massif du Gothard se termine à l'est à peu près sous le même méridien, mais il se digite en plusieurs anticlinaux séparés par des synclinaux de dépôts secondaires. Le plus septentrional de ces anticlinaux est celui du Tavetsch, que l'on suit vers l'est dans le Verrucano ; il est déversé sur l'extrémité orientale du massif de l'Aar ; sitôt que ce massif a fait place à l'aire synclinale d'Elm, l'anticlinal se couche sur une bien plus grande largeur et son flanc inverse se trouve laminé ; une série comprenant le Verrucano et les terrains secondaires vient chevaucher les terrains éogènes de l'aire synclinale : c'est le pli sud de Glaris. L'étude du pli nord fera l'objet de la seconde partie du présent travail.

NOTE PRÉLIMINAIRE SUR LA CONSTITUTION GÉOLOGIQUE DE LA DOBROGEA

par M. **Victor ANASTASIU.**

De tous les pays de la Roumanie, un des moins connus, mais des plus intéressants au point de vue géologique, est assurément la Dobrogea (Dobroudja).

Cette région, comprise entre le bas Danube et la mer Noire, est limitée au sud par les dernières terrasses qui descendent du Balkan.

Elle a été signalée pour la première fois à l'attention des géologues par de Verneuil (1), qui, à l'occasion de la présentation à la Société géologique d'une note due à Ami Boué, signale le système tout à fait isolé des montagnes de Mâcin, composé du terrain de transition.

Cette même région (Mâcin) est figurée, dans la Carte générale de l'Europe par Dumont, avec les teintes rouges dans sa partie septentrionale, indiquant donc un pays constitué par des roches archéennes et paléozoïques ; par contre, la partie moyenne et méridionale du pays est marquée comme formée par le lœss.

Tchihatcheff, Szabó, Boué et d'autres encore, ont parcouru le pays sans en étudier spécialement la constitution géologique. Spratt est le premier qui donna des détails plus complets et parfois assez exacts, vu l'état d'avancement des connaissances géologiques du temps (c'était vers 1856), et surtout le but de ce voyage, qui était essentiellement stratégique.

Plus tard, l'ingénieur Michel (2) donna les premières relations sur la constitution géologique de la partie moyenne et méridionale — de Rassoïa à Kustendje (Constanta).

Mais c'est K. v. Peters (3) qui nous a laissé la monographie la plus importante sur la région qu'il avait parcourue à différentes reprises.

Les conclusions de son travail n'ont guère été modifiées jusqu'à

(1) A. BOUÉ. Note géologique sur le Banat et en particulier sur les bords du Danube. *B. S. G. F.*, 1^{re} série, t. VIII, 1837, p. 136 et 148.

(2) MICHEL. Note géologique sur la Dobroudcha, entre Rassoïa et Kustendje. *B. S. G. F.*, 2^e série, t. 13, p. 539.

(3) K. v. PETERS. Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. *Denkschr. K. Acad. Wissensch.*, T. XXVII, 1867.

présent, d'autant plus que dans leurs lignes principales elles peuvent encore être acceptées (1).

La Dobrogea peut être considérée comme formée de deux régions : une région septentrionale, montagneuse (mais dont les montagnes ne dépassent jamais l'altitude de 1200^m), et une région méridionale formant un plateau qui s'abaisse vers le Danube et vers la mer Noire.

C'est dans la première région que l'on trouve les formations les plus anciennes, représentées par des schistes cristallins, des schistes de couleur foncée et des calcaires sans fossiles, accompagnés de nombreuses masses éruptives : granite, granulite, diabase, mélaphyre, porphyre, etc., qui contiennent par places des filons métallifères autrefois exploités et dont on a recommencé récemment les travaux d'exploitation.

Les formations secondaires les plus anciennes, c'est-à-dire le Triasique, sont représentées dans quelques points par des grès, des schistes et des calcaires foncés, très peu fossilifères où K. v. Peters cite des *Halobia* (Catalui) et quelques Ammonites.

Tout récemment, M. Mojsisovics (2) vient de reconnaître, d'après les communications que lui a faites M. le professeur Greg. Stefanescu, que le Trias de la Dobrogea présente des ressemblances avec le calcaire de Hallstadt et appartient par conséquent au faciès alpin.

Ce rapprochement d'ailleurs avait été supposé par Peters, qui avait même étendu ces conclusions au Lias et au Jurassique moyen.

Toutes les formations que je viens de citer sont localisées dans la région nord.

La deuxième région est caractérisée par la présence du Jurassique supérieur, du Crétacé et du Tertiaire, qui, sauf du moins pour le Crétacé, ne se trouvent jamais plus au nord ; la limite des deux régions est formée par une bande continue de schistes verts sans fossiles, rapportés aux terrains primaires, qu'on peut suivre du Danube à la mer Noire (Carabarmau), en suivant la vallée de Picineaga.

C'est donc dans la partie moyenne et méridionale du pays que l'on rencontre les plus importantes couches du Jurassique supérieur et du Crétacé, qui, toutes, sont à peine inclinées vers le S.E.

(1) F. TOULA. Eine geologische Reise in die Dobrudscha. *Vortr. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntn. in Wien*, 33^e vol., p. 5. Wien, 1893.

(2) Mojsisovics. Über den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes. *Denkschr. K. Acad. Wissensch.*, t. XV. Wien, 1896.

Cette partie forme un plateau composé de calcaires compacts (en grande partie crétacés), supportant par place les formations tertiaires.

Le tout est recouvert d'une couche épaisse de lœss, noir par place, le plus souvent très sableux et le pays présente l'aspect d'un véritable steppe où les eaux s'infiltrent sans pouvoir ruisseler (1).

Parmi les localités de cette deuxième région où l'on peut étudier les affleurements du terrain jurassique supérieur, j'en signalerai surtout deux qui ont été antérieurement étudiées par Peters : Cernavoda, et Topal, un peu plus au nord, toujours sur les bords du Danube. Dans cette dernière localité, existe une puissante formation de calcaire blanc, dur, traversé par de nombreuses veinules de calcite. Par suite de la dureté de la roche les fossiles sont très difficiles à dégager; cependant, j'ai recueilli des Brachiopodes, des Gastéropodes et des Acéphales que j'ai pu déterminer en partie; je peux citer parmi les Brachiopodes :

Rhynchonella trilobata Münst.

Rhynchonella inconstans Sow.

Terebratula cf. *bicanaliculata* Ziet.

Terebratula Zieteni de Loriol.

Zeilleria n. sp.

Je possède de belles formes d'une *Zeilleria*, non encore figurée, dont je donnerai la description prochainement.

Avec ces formes on trouve encore, dans le même calcaire de Topal, des *Trochus*, des *Nerinea*, des *Pecten*, des *Cardita*, dont l'état de conservation ne permet pas la détermination spécifique. Dans cette même localité, Peters cite l'existence des fossiles suivants :

Terebratula mitis Suess.

Terebratula Bilimeki Suess.

Terebratula tichaviensis Suess.

formes caractéristiques du calcaire de Stramberg, ce qui lui a permis de rapprocher la formation jurassique de cette localité, du calcaire de Stramberg.

J'ai beaucoup cherché ces formes, mais malheureusement je n'ai pas réussi à les trouver, soit parce qu'elles n'existent pas, ce qui ferait supposer que la détermination est erronée, soit qu'elles existent peut-être dans une localité avoisinante et qui n'a pas été indiquée par Peters. En tout cas, d'après la détermination des fossiles

(1) A. DE LAPPARENT. Leçons de Géographie physique, p. 470, 1896.

que je possède, détermination qui a été contrôlée par M. Haug ainsi que par M. Douvillé, que je ne saurais trop remercier pour les précieux conseils qu'ils m'ont donnés, je pense que le Jurassique de Topal pourrait mieux se rapprocher du Rauracien et du Séquanien des régions occidentales de l'Europe ; d'ailleurs, cette manière de voir peut être confirmée par la découverte à Cekirgeoa, localité située un peu plus au nord-ouest de Topal, de calcaires durs, alternant avec des bancs de calcaires marneux exploités pour le ciment et renfermant avec les Brachiopodes précédents de nombreuses Ammonites, parmi lesquelles je citerai :

Peltoceras bimammatum Quenst.

Perisphinctes cf. *Achilles* d'Orb.

» *Fontannesi* Choffat.

» *Wartæ* Buk.

» *Mazuricus* Buk.

fossiles caractérisant des niveaux bien déterminés du Rauracien et du Séquanien. On rencontre donc dans la localité de Cekirgeoa, d'après les documents paléontologiques que je possède, l'ancien Corallien (Rauracien et Séquanien), représenté par son faciès à Céphalopodes.

Dans la même localité, au-dessus des assises à *Perisphinctes* cf. *Achilles*, j'ai pu observer des calcaires marneux supportant le lœss et renfermant des formes voisines de *Terebratulula subsella* Leym. Le Séquanien supérieur ou le Kimeridgien inférieur serait donc représenté dans la région.

La découverte de cette faune est importante pour la région et va me permettre de fixer l'âge des calcaires de Cernavoda, qui avaient été rapportés par Peters au Jurassique supérieur et parallélisés avec les couches kimeridgiennes et coralliennes de Besançon et du Jura bernois.

A Cernavoda, le Danube est bordé par des falaises de 30 à 50 mètres de hauteur et dans lesquelles on peut observer facilement la succession suivante :

1° A la base, des argiles et des calcaires argileux riches en Gastéropodes et renfermant comme à Cekirgeoa la *Terebratulula subsella* Leym.

2° A la partie supérieure, une puissante formation de calcaires, tantôt oolitiques, tantôt compacts, riches en Foraminifères ; les couches terminales sont très fossilifères, malheureusement le test des divers fossiles a disparu par décalcification et n'a laissé que le

moule. Peters a cru pouvoir reconnaître dans ces moules, la présence de *Diceras*, ce qui l'a amené à rapprocher cette formation de calcaires du Corallien. L'état de conservation des fossiles ne permettant pas une détermination directe, j'ai commencé sous la savante et bienveillante direction de M. Munier-Chalmas, une série de moulages; j'ai reconnu que les formes attribuées autrefois par Peters aux *Diceras* doivent être rapportées aux Rudistes proprement dits; quelques-uns appartiennent au genre *Monopleura*, mais la détermination spécifique n'est pas encore faite.

Ces Rudistes montrent que la partie supérieure au moins des assises de Cernavoda appartient au Crétacé. Je rappellerai d'ailleurs que plus au sud, dans la Bulgarie, on a déjà signalé des calcaires à Rudistes (1) qui avancent du côté de Rusciuc et passent sous le Danube vers la plaine Roumaine; le calcaire dur qui forme en partie le lit du Danube et dont la mise à jour a été faite à l'occasion du percement du canal St-George à Giurgiu (1888), a fourni de nombreux Rudistes que M. le professeur Licherdopol m'a communiqués avec beaucoup de bienveillance, ce dont je ne saurais trop le remercier.

J'ai trouvé encore dans le calcaire à Rudistes de Cernavoda de nombreux Polypiers, parmi lesquels je citerai les genres :

Montlivaultia Lamx.

Thamnastræa Le Sauvage.

Artrocænia E. H.

Stylina Lam.

Calamophyllia E. H.

mais la détermination spécifique n'étant pas faite, je ne puis encore tirer aucune conclusion de la présence de ces formes; ces genres en effet commencent avec le Jurassique et même le Trias, se trouvent jusqu'au-delà du Néocomien supérieur et se trouvent même dans le Tertiaire.

La Dobrogea présenterait peut-être avec le Balkan oriental des connexions assez étroites; des recherches ultérieures me permettront sans doute d'étendre à cette région les résultats obtenus par M. Toula dans les Balkans.

Je tiens à signaler, à cette occasion, que dans la partie tout à fait méridionale, dans les collines qui passent en Bulgarie, l'Eocène est représenté par des calcaires blancs et pétris de *Nummulites* et

(1) A. DE LAPPARENT. La structure et l'histoire des Balkans d'après Franz Toula. *Revue générale des Sciences* du 15 juin 1896.

TABLEAU DES DIVISIONS INTRODUITES DANS LES FORMATIONS
DE CEKIRGEOA, TOPAL ET CERNAVODA

	CEKIRGEOA	TOPAL	CERNAVODA
Crétacé			Calcaires avec Rudistes proprement dits : <i>Monopleura</i> .
Kimeridgien	Marnes avec : <i>Terebratula subsella</i> Leym.		Calcaires argileux avec : <i>Terebratula sub-</i> <i>sella</i> Leym.
Séquanien	Calcaires durs et mar- neux avec : <i>Perisph.</i> cf. <i>Achilles</i> d'Orb. » <i>Fontannesi</i> Choffat. » <i>Wartæ</i> Buk. » <i>Mazuricus</i> Buk. <i>Rhynchonella incons-</i> <i>tans</i> Sow.	Calcaires durs avec : <i>Rhynchonella incons-</i> <i>tans</i> Sow. » <i>trilobata</i> Münst. <i>Terebratula Zieteni</i> de Lor. » cf. <i>bicana-</i> <i>liculata</i> Ziet.	
Rauracien	Calcaires avec : <i>Peltoceras bimamma-</i> <i>tum</i> Quenst. <i>Rhynchonella trilo-</i> <i>bata</i> Münst. <i>Terebratula Zieteni</i> de Lor. » cf. <i>bicana-</i> <i>liculata</i> Ziet.	<i>Zeilleria</i> n. sp. <i>Pecten</i> sp. <i>Cardita</i> sp. <i>Trochus</i> sp. <i>Nerinea</i> sp.	

d'*Orthophragmina*. Parmi les Nummulites, dont je possède une riche collection composée de formes qui dépassent parfois la taille d'une pièce de dix centimes, je citerai les espèces suivantes :

Nummulites distans Desh., formes A et B.

» *irregularis* Desh.

» *Guettardi* d'Arch. et H.

» *Biarritzensis* d'Arch., formes A et B.

Orthophragmina sp.

La détermination de ces Nummulites a été contrôlée par M. Mu-
nier-Chalmas, dont la compétence ne saurait être contestée.

La liste de ces Nummulites montre qu'on pourrait établir deux
divisions dans l'Eocène d'Enisemli et de Hazarlik (1) :

2. Calcaires avec *Numm. distans* Desh.

» *irregularis* Desh.

1. Calcaires avec *Numm. Biarritzensis* d'Arch.

» *Guettardi* d'Arch. et H.

Les assises 1 correspondraient à la partie supérieure de l'Eocène
inférieur, les assises 2 formeraient l'Eocène moyen.

Le Nummulitique supporte, dans cette même localité, une puis-
sante formation de calcaires sarmatiques, formation qui se retrouve
d'ailleurs dans beaucoup de points, supportant à son tour le lœss
et représentant dans ce pays le dernier terme du Néogène.

(1) Le Nummulitique de cette localité, qui figure sur la carte géologique de la
Roumanie accompagnant les éléments de géologie dus à M. GREG. ȘTEFĂNESCU
(Curs elementar de geologie, Bucuresci 1890), a été signalé vers 1885 par M. Sabba
Ștefănescu.

RÉVISION DE LA CRAIE A HIPPURITES

par M. A. TOUCAS.

Depuis les réunions extraordinaires de 1891 en Provence, et de 1892 dans les Corbières, l'étude de la Craie supérieure a été l'objet de travaux importants, qui ont confirmé l'opinion que j'ai soutenue à diverses reprises sur l'âge sénonien des couches à Hippurites de Sougraigne et de la montagne des Cornes dans l'Aude, du Beausset et des Martigues en Provence, de Leychert et Benaix dans l'Ariège. Mais si cette thèse, vivement combattue au début par MM. Arnaud, Hébertet de Saporta, ne rencontre plus maintenant de contradicteur, il est certain que l'on ne paraît pas encore bien fixé sur les subdivisions dans lesquelles doivent être classées les différentes zones dont se compose la Craie à Hippurites du Midi de la France. Bien des classifications ont été proposées et discutées tour à tour avec des arguments qui, sans manquer de valeur, n'ont cependant pas permis de donner une solution définitive à cette question. Aujourd'hui, grâce aux beaux travaux de M. Douvillé sur les Hippurites, et de M. de Grossouvre sur les Ammonites, aux nouvelles découvertes et à la connaissance plus exacte que l'on a des gisements à Hippurites d'autres régions, notamment de la Catalogne, il me semble qu'il est possible d'établir d'une manière plus précise l'âge des divers niveaux à Hippurites. Comme j'ai été l'un des premiers à distinguer ces niveaux en Provence et aux Corbières, je vais essayer, en complétant mes coupes et en les comparant entre elles, de rechercher les parallélismes qui conviennent le mieux dans l'état actuel de nos connaissances.

Ce travail comprendra donc :

- 1° La révision des couches à Hippurites des Corbières.
- 2° La comparaison de ces couches avec celles de la Catalogne, de l'Ariège et de la Provence.
- 3° Conclusion en prenant pour base les zones de la Craie supérieure du Sud-Ouest établies par Coquand et M. Arnaud.

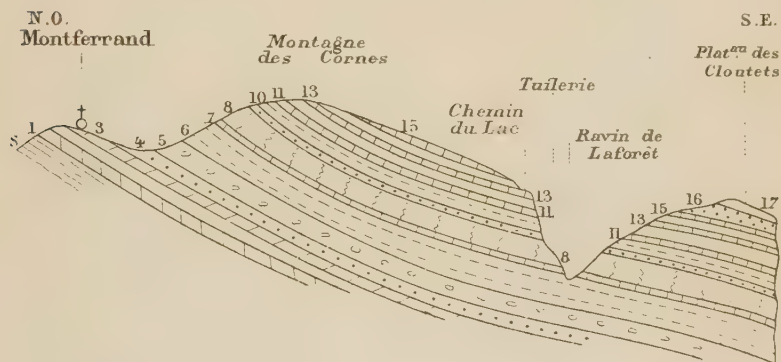
Dans le paragraphe relatif à la Provence, je ferai connaître le résultat de mes nouvelles observations sur la question de la superposition du Trias sur le Crétacé.

1^o RÉVISION DES COUCHES À HIPPURITES DES CORBIÈRES

Je continuerai à prendre comme type de la Craie à Hippurites des Corbières la montagne des Cornes et les environs de Sougraigne, qui sont les deux gisements les plus riches en fossiles et en même temps les plus complets au point de vue de la succession des zones.

Fig. 1. — Coupe de la montagne des Cornes entre Montferrand et les Cloutets.

Echelle des longueurs $\frac{1}{2000}$, des hauteurs $\frac{1}{1000}$



S. Schistes primaires.

1. Grès jaunâtres du Turonien.

2. Calcaires gris compacts de l'Angoumien.

3. Calcaires jaunâtres noduleux, marneux et un peu grisâtres à la partie supérieure, renfermant de nombreux *Cyphosoma Archiaci* Coll. aux environs du hameau de Montferrand, et caractérisés à Soulage par *Tissotia Ewaldi* de Buch et *Rhynchonella petrocoriensis* Coq. Ep. 5^m.

4. Calcaires jaunâtres marneux avec *Mortonicerias Bourgeoisii* d'Orb., *Morton. serrato-marginatum* Redt., *Tissotia Robini*? Thioll., *Gauthiericeras Margæ* Schl., *Peroniceras subtricarinarum* d'Orb., *Micraster brevis* Desor, *Cidaris Jouanneti* Des Moul., *Cidaris clavigera* Koenig. Ep. 6^m.

5. Calcaires très marneux avec *Mortonicerias texanum* Roemer, *Morton. serrato-marginatum*, *Sonneratia Pailletei* d'Orb., *Inoceramus digitalis* Schl., *Spondylus spinosus* Desh., *Micr. brevis*, *Micr. Matheroni* Desor, *Micr. Heberti* de Lac., *Holaster integer* Ag. et *Echinocorys ovata* Lamk. Ep. 10^m.

6. Marnes généralement bleues, recouvertes par les éboulis, mais bien visibles à l'Est dans le ravin de Sougraigne, moins fossilifères que l'assise précédente, ne contenant plus que quelques rares *Micraster*, de très grands *Inoceramus digitalis* avec *Mortonicerias texanum*, *Desmoceras pyrenaicum* de Gross. et de petits Gastéropodes à test blanchâtre, surtout dans la partie supérieure où les marnes alternent avec des bancs de grès jaunâtres. Ep. 20^m.

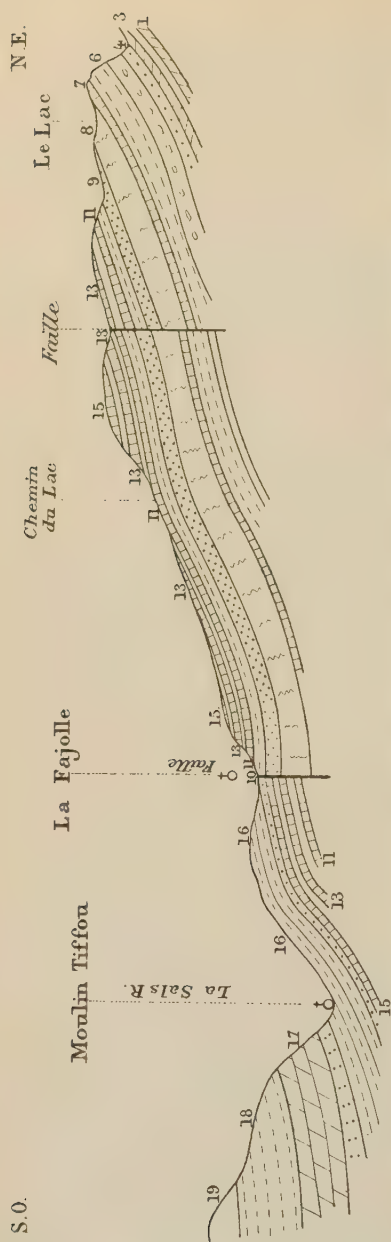


Fig. 2. — Coupe de la montagne des Cornes entre le Lac et le moulin Tiffou, perpendiculaire à la précédente (mêmes échelles que pour la figure 1).

7. Calcaires très compacts, formant une barre très saillante sur le versant Nord de la montagne des Cornes, ayant dans la partie inférieure un banc gris rempli d'*Hipp. Toucasi* d'Orb. et vers la partie supérieure un banc jaunâtre avec *Hipp. sublaevis* Math. et *Hipp. galloprovincialis* Math. Ep. 5^m.

8. Grès calcarifères jaunâtres en plaquettes plus ou moins épaisses, alternant avec des marnes sableuses à nombreux grains de quartz. Ep. 10^m.

9. Calcaires très marneux sans fossiles. Ep. 4^m (Le petit Lac se trouve au milieu de cette assise au Sud de la barre calcaire n° 7).

10. Bancs de grès plus ou moins calcarifères assez durs, à gros grains de quartz, renfermant sur certains points quelques *Hipp. bioculatus* Lamk., *Hipp. rennensis* Douv., *Hipp. turgidus* Roq. Ep. 3^m.

11. Calcaires gris très marneux, remplis d'*Hipp. canaliculatus* Roq., *Hipp. Maestrei* Vidal, *Hipp. Carezi* Douv., *Hipp. dentatus* Math., *Hipp. bioculatus*, *Hipp. rennensis*, *Hipp. turgidus*, *Plagioptychus Aguilioni* d'Orb. Ep. 2^m.

12. Calcaires marneux avec *Actinocamax Toucasi* Janet et *Actinocamax Grossouvrei* Janet. Ep. 1^m.

13. Calcaires gréseux marneux, d'un gris sale, pétris de *Batolites organisans* Montf., avec *Hipp. bioculatus*, *Hipp. rennensis*, *Hipp. turgidus*, *Hipp. latus* Math., *Hipp. crassicaulus* Douv., *Hipp. sulcatissimus* Douv., nombreux *Radiolites angeiodes* Lamk., une variété d'*Hipp. Maestrei* se rapprochant de l'*Hipp. variabilis*, contenant

en outre *Ostrea spissa* Leym. et *Pyrina petrocoriensis* Des Moul. Ep. 2^m.

14 Grès et marnes non fossilifères. Ep. 1^m.

15. Calcaires marneux, grumeleux, à teinte grise un peu ferrugineuse, constituant le niveau à Hippurites le plus récent de la région, caractérisés par un grand nombre d'*Hipp. sulcatus* Deffr., *Hipp. striatus* Deffr., *Hipp. sulcatoïdes* Douv., avec *Hipp. latus*, *Hipp. sulcatissimus*, *Hipp. bioculatus*, *Hipp. rennensis*, *Hipp. turgidus*, *Hipp. crassicostratus* Douv. Ep. 2^m.

16. Marnes bleues ou jaunâtres, avec intercalation de bancs de grès plus ou moins calcarifères et ferrugineux, quelquefois remplis de grains de quartz, renfermant la faune particulière du moulin Tiffou. Ep. 25^m.

17. Grès et sables d'Alet. Ep. 20^m.

18. Argiles rouges garumniennes. Ep. 40^m.

19. Calcaires blancs garumniens.

Cette coupe montre qu'il y a à la montagne des Cornes quatre niveaux à Hippurites bien distincts et qu'ils appartiennent tous au Sénonien, puisqu'ils sont compris entre les couches santoniennes à *Mortoniceras texanum* et *Inoceramus digitatus* et les grès d'Alet, qui représentent incontestablement, au-dessous des argiles rouges garumniennes, la Craie de Maestricht.

Les niveaux à Hippurites du Turonien supérieur ou Angoumien sont remplacés ici, sous les calcaires à *Cyphosoma Archiaci* de Montferrand, par des bancs de grès et de calcaires non fossilifères, qui apparaissent au fur et à mesure que l'on se rapproche de la Sals. Dans le lit de la rivière, à Rennes-les-Bains même, on aperçoit bien sur les rochers quelques sections de grandes Radiolites, mais on ne voit sur aucun banc les sections si caractéristiques de l'*Hippurites resectus* Deffr., qu'on trouve en si grand nombre dans les calcaires angoumiens de la vallée de Bugarach. Je montrerai plus loin que dans cette partie des Corbières on distingue dans l'Angoumien un niveau inférieur à *Hippurites resectus* avec *Hipp. petrocoriensis* Douv., *Hipp. Grossouvrei* Douv., *Hipp. inferus*, et un niveau supérieur à *Hipp. resectus* avec *Hipp. gosaviensis*, *Hipp. Moulinsi* et *Acteonella laevis*.

Il y aurait par conséquent dans les Corbières six niveaux à Hippurites, dont deux seraient du Turonien supérieur et les quatre autres sénoniens.

En 1879, dans ma note sur le Crétacé des Corbières, les *Hipp. resectus* et *Hipp. petrocoriensis* de l'Angoumien étaient désignés sous les noms d'*Hipp. organisans* et *Hipp. cornuvaccinum*; or, on sait aujourd'hui que le premier est spécial au cinquième niveau à Hippurites des Corbières, et que le second est particulier à la Craie supérieure à *Hippurites sulcatus* d'Untersberg, qui correspond au niveau le plus élevé de la montagne des Cornes. L'étude sur la révision des Hippurites est ainsi venue confirmer le parallélisme

que j'avais proposé entre les couches angoumiennes de la Provence et des Corbières et les différentes zones de l'Angoumien et du Provencien du Sud-Ouest établies par M. Arnaud. Il ne reste donc plus qu'à voir à quelles zones du Sénonien correspondent les quatre niveaux à Hippurites de la montagne des Cornes. Reprenons à cet effet la coupe précédente et étudions en détail les différentes assises qu'elle comprend.

La première assise sénonienne, n° 3 de la coupe, est formée par les calcaires durs noduleux à *Cyphosoma Archiaci*, qui s'étendent de Montferrand jusqu'au fond du ravin de la montagne des Cornes et qu'on rencontre toujours à la base du Sénonien au-dessous des couches à *Micraster brevis*. A Soulage j'y ai recueilli, avec *Tissotia Ewaldi* et *Rhynch. petrocoriensis*, une faune signalée dans mes notes de 1879 et 1882, qui est bien celle du Coniacien inférieur des environs de Périgueux. Mon exemplaire de *Tissotia Ewaldi*, figuré sous ce nom par M. de Grossouvre, avait été désigné par moi en 1882 sous le nom de *Ceratites*, voisin du *Cer. Robini*; or, dernièrement, j'ai recueilli cette dernière espèce dans les couches à Echinides de Rennes-les-Bains, associé ici comme dans le Sud-Ouest aux Ammonites caractéristiques du Coniacien supérieur. Il y aurait donc bien dans les Corbières, à la base du Sénonien, une succession de zones absolument semblable à celle qu'on a observée dans les Charentes et la Dordogne.

En effet, les calcaires durs à *Tissotia Ewaldi* et *Cyphosoma Archiaci* sont recouverts dans le ravin de Montferrand par les calcaires marneux à *Micraster*, n° 4 de la coupe, dont la faune rappelle tout à fait la faune du Coniacien supérieur du Sud-Ouest et de la Touraine, comme *Tissotia Robini*, *Mortoniceras Bourgeoisi*, *Morton. serrato-marginatum*, *Gauthiericeras Margø*, *Peroniceras subtricarinarum*, auxquels il convient d'ajouter les espèces nouvellement décrites par M. de Grossouvre, *Muniericeras Lapparenti*, *Mun. inconstans*, *Mun. rennense*, *Pachydiscus Linderi*, *Pach. Carezi*, ainsi que les principaux Echinides, *Micraster brevis*, *Cidaris Jouanneti*, *Cid. clavigera*, *Cid. pseudosceptrifera*, *Cid. subvesiculosa*, *Salenia Bourgeoisi*, *Cyphosoma magnificum* et quelques Huîtres très communes, *Ostrea proboscidea*, *Ost. Langloisi*, *Ost. laciniata*.

Cette assise passe peu à peu dans le fond du ravin à des calcaires beaucoup plus marneux, n° 5 de la coupe, dans lesquels on trouve encore de nombreux *Micraster brevis* avec *Morton. serrato marginatum*, mais associés à une nouvelle faune d'Echinides, *Micraster Matheroni*, *Micr. Heberti*, *Holaster integer*, *Echinoconus conicus*,

Echinocorys ovata, *Cidaris pseudopistillum*, et c'est à ce niveau que commencent à paraître *Mortonicerus texanum*, *Sonneratia Pailletei*, *Puzosia Le Marchandi*, *Desmoceras pyrenaicum*, *Inoceramus digitatus*, *Spondylus spinosus*.

Dans ma note de 1891 j'ai fait ressortir toute l'importance de cette zone à *Morton. texanum* et *Inocer. digitatus* qui succède à la zone à *Morton. Bourgeoisii* et *Peron. subtricarinarum* ; j'ai montré la nécessité qu'il y avait à la séparer de la zone à *Placenticeras syrtale* qui lui est supérieure. J'insiste de nouveau aujourd'hui sur l'indépendance de cette zone que l'on retrouve également en Provence comme dans le Sud-Ouest à la base du Santonien.

Le n° 6 de la coupe de la montagne des Cornes ne se distingue de l'assise précédente que par la prédominance de l'élément marneux, la disparition de la plupart des Echinides, sauf le genre *Micraster*, représenté ici par une forme à ambulacres courts et profonds, qui d'ailleurs reste cantonnée à la partie inférieure de l'assise, la partie supérieure étant plus particulièrement caractérisée par des petits Gastéropodes bien conservés.

C'est au-dessus qu'apparaît le premier niveau à Hippurites sénonien, n° 7 de la coupe, que j'avais signalé en 1879 sous la dénomination de calcaires très compacts à *Hipp. organisans*, *Hipp. cornuacacinum* et *Hipp. bioculatus*, reconnus aujourd'hui comme étant *Hipp. Toucasi*, *Hipp. galloprovincialis* et *Hipp. sublaevis*. Ces bancs à Hippurites occupent là le même niveau que les barres calcaires du Beausset et de la Cadière, qui renferment les mêmes espèces et recouvrent également la zone à *Mortonicerus texanum* et *Inocer. digitatus*. Ce parallélisme, que j'ai proposé dès le début, doit donc être maintenu contrairement à l'opinion émise par M. Bertrand lors de la réunion extraordinaire de 1892 dans les Corbières.

Les assises suivantes, nos 8, 9 et 10 de la coupe, ne contiennent pas de fossiles, mais elles sont faciles à reconnaître à leur composition : ce sont des grès jaunâtres, plus ou moins grossiers et calcaireux, alternant avec des lits de marnes sableuses remplies de grains de quartz, qui s'étendent sur toute la partie du plateau comprise entre la première barre calcaire à Hippurites faisant saillie au Nord et la seconde arête un peu moins saillante, qui forme un deuxième niveau à Hippurites au Sud-Ouest du Lac. Cette assise de grès, caractérisée par ses nombreux grains de quartz, se rencontre très souvent dans le massif des Corbières à la partie supérieure de la zone à *Mortonicerus texanum* ; c'est un excellent point de repère quand le premier niveau à Hippurites sénonien

manque, comme dans les vallées de St-Louis et de La Bastide; elle supporte presque toujours le deuxième niveau à Hippurites.

A la montagne des Cornes ce deuxième niveau à Hippurites, n° 11 de la coupe, est formé par des calcaires marneux remplis d'*Hipp. canaliculatus*, *Hipp. Maestrei*, *Hipp. bioculatus*, *Hipp. rennensis*, *Hipp. turgidus*, qui font généralement ici leur première apparition, mais que l'on trouve quelquefois un peu plus bas au milieu des bancs de grès de l'assise précédente.

Toutes ces assises plongent fortement sous un ensemble de couches plus ou moins marneuses, qui paraissent comme plaquées sur la pente du versant Sud-Ouest de la montagne des Cornes (fig. 1), de sorte que la plupart de ces couches se voient de nouveau plus bas au-dessus du ravin de Laforêt, qui est traversé par le chemin de Rennes-les-Bains aux Cloutets passant par La Fajolle et La Tuilerie. En suivant ce chemin, on coupe successivement toutes les couches jusqu'aux gros bancs de grès quartzeux du n° 10, sur lesquels est bâtie la ferme de La Fajolle, et dont les gros blocs éboulés couvrent les champs sur le versant Nord. Il y a d'ailleurs en ce point (fig. 2), une faille qui a interrompu les couches et pourrait induire en erreur les explorateurs qui ne seraient pas familiarisés avec la succession des zones de la région. A l'ouest de la ferme, les couches se sont affaissées, les calcaires à Hippurites ont disparu et l'on se trouve en présence de marnes et de grès calcarifères ferrugineux du n° 16, qui plongent ensuite brusquement dans le lit de la Sals sous les marnes bleues du moulin Tiffou. L'absence des bancs à Hippurites dans cette partie de la montagne des Cornes n'est donc pas due, comme je l'avais cru d'abord, à un changement de facies des couches; ces bancs existent évidemment au-dessous des grès ferrugineux, puisqu'ils reparaissent sur le versant sud du ravin près de la ferme de Bordeneuve.

A l'Est de La Fajolle, la succession normale des couches est facile à suivre: on n'a qu'à prendre à hauteur de la Tuilerie la bifurcation du chemin qui monte en lacets sur le sommet de la montagne des Cornes pour aboutir au Lac; on traverse d'abord les gros bancs de grès quartzeux du n° 10, qui forment entre le ravin et le plateau un petit escarpement que l'on peut suivre des yeux jusqu'au point culminant vers le Lac. Immédiatement au-dessus de ces bancs de grès, on arrive sur les calcaires gris marneux, à *Hippurites canaliculatus* du n° 11, qui sont ici pétris de Rudistes et de Polypiers. C'est là le véritable deuxième niveau à Hippurites sénonien, zone principale des *Hipp. canaliculatus*, *Hipp. Maestrei*,

Hipp. Carezi, *Hipp. dentatus*. On y trouve également de nombreux *Hipp. bioculatus*, *Hipp. rennensis*, *Hipp. turgidus*, ainsi que *Radiolites Desmoulini*, *Plagioptychus Aguiloni*, *Ostrea Caderensis*, *Pyrina ataciana* et une grande quantité de Cyclolites et de Polypiers. C'est immédiatement au-dessus de cette zone qu'on a recueilli plusieurs échantillons d'*Actinocamax Toucasi* et l'*Actinoc. Grossouvrei*, qui se trouve à Beauvais dans la craie à Marsupites.

Le deuxième niveau à Hippurites constitue une zone particulière de Rudistes, semblable à celle que l'on rencontre dans le bassin du Beausset, un peu au-dessus des barres du Castellet et de La Cadière. Dans les deux régions cette zone à *Hipp. canaliculatus*, *Hipp. Carezi* et *Hipp. dentatus* succède à la zone à *Hipp. Toucasi*, *Hipp. galloprovincialis* et *Hipp. sublævis*. La même succession a été encore signalée dans le Sud-Ouest et, en Catalogne, dans des couches qui représentent incontestablement le Santonien supérieur. Il y a donc lieu de maintenir dans cet étage le deuxième niveau à Hippurites des Corbières.

Si l'on continue à suivre le chemin, qui, de La Tuilerie, monte en serpentant sur le versant Sud-Ouest de la montagne des Cornes, on traverse le banc à *Hipp. canaliculatus* au deuxième tournant. En ce point les couches sont très ravinées et dans les déblais du chemin on trouve encore de très beaux échantillons de Rudistes. La partie supérieure de cette série de couches est formée par un banc un peu plus consistant qui dessine une crête bien apparente au-dessus du talus raviné. C'est le n° 13 de la coupe, séparé du n° 11 par un banc de grès jaunâtres sans fossile, peu épais, mais formant une ligne de démarcation bien nette entre les deux zones à Hippurites.

J'attache une certaine importance à cette séparation parce que c'est en ce point que, dans ma note de mars 1895, j'avais cru devoir placer la limite entre le Santonien et le Campanien. Ce banc n° 13 à *Batolites organisans* est en effet la base d'un nouveau système; c'est ici que commencent à paraître les Hippurites du niveau supérieur de la montagne des Cornes comme *Hipp. latus*, *Hipp. sulcatissimus* et quelques espèces plus récentes telles que *Ostrea spissa* du Campanien de la Haute-Garonne et *Pyrina petrocoriensis* du Campanien du Sud-Ouest. On y trouve bien encore quelques *Hipp. Carezi*, *Hipp. canaliculatus* et *Hipp. Maestrei*, mais ces espèces ont déjà subi une modification dans leur arête cardinale, et dans le dernier banc, n° 15 de la coupe, qui constitue le niveau le plus élevé de la région, ce sont des formes tout à fait nouvelles qui dominent, par-

ticulièrement les *Hipp. sulcatus*, *Hipp. striatus* et *Hipp. sulcatoïdes*. Le caractère général de cette faune est certainement d'un cachet beaucoup plus récent que celui de la faune de la zone à *Hipp. cancellatus* et *Hipp. Maestrei*, qui représente au-dessous ce que j'ai appelé le niveau moyen de la montagne des Cornes. Ainsi les *Hipp. latus* et *Hipp. sulcatoïdes* sont communs dans le Campanien de Leychert et de Benaix, et parmi les nombreux exemplaires d'*Hipp. sulcatus* il en est qu'il est impossible de séparer d'*Hipp. Archiaci* : la valve inférieure est dépourvue de piquants et l'arête cardinale est allongée comme dans cette dernière espèce, qui caractérise aussi les couches campaniennes de l'Ariège et de la Catalogne. J'ai d'ailleurs recueilli à Benaix un échantillon d'*Hipp. Archiaci*, dont la valve inférieure porte les piquants de l'*Hipp. sulcatus*. On voit par là l'affinité qui existe entre ces deux espèces. Je suis donc tout disposé à croire que le dernier niveau à Hippurites de la montagne des Cornes est bien voisin comme âge des couches à *Hippurites Heberti* et *Hipp. variabilis* de l'Ariège et de la Catalogne, d'autant plus que, sauf l'*Hipp. Heberti* (1), presque tous les autres Rudistes de l'Ariège se trouvent dans les couches supérieures à Hippurites de la Provence et des Corbières.

Le massif proprement dit de la montagne des Cornes se termine avec le niveau supérieur à *Hipp. sulcatus* ; mais auprès des Cloutets, sur la rive gauche du ravin de Laforêt (fig. 1) et dans la vallée de la Sals, particulièrement aux environs de la Bordeneuve et du Moulin Tiffou (fig. 2), ce 4^e niveau à Hippurites est recouvert par des marnes et des grès ferrugineux, qui renferment une faune spéciale, connue sous le nom de faune du Moulin Tiffou, et c'est au-dessus que s'étend cette grande formation lacustre, qui comprend d'abord les grès d'Alet, puis les argiles rouges et les calcaires blancs du Garumnien.

Si on examine avec attention la coupe précédente de la montagne des Cornes, on est frappé de la particularité qu'elle présente au point de vue de la composition des faunes : depuis le Coniacien inférieur à *Tissotia Ewaldi* jusqu'au Santonien inférieur inclusivement, toutes les zones sont caractérisées par des Ammonites, une faune spéciale d'Echinides et quelques autres fossiles à l'exclusion complète de Rudistes, tandis que dans les zones supérieures, sauf

(1) On verra plus loin que le gisement à *Actinocamax quadratus* de La Bastide renferme, avec les *Batolites* et les *Hipp. Carezi* et *Hipp. crassicosatus*, de nombreux *Hipp. Vidali*, espèce très voisine de l'*Hipp. Heberti* et caractéristique du Campanien de la Catalogne.

les *Actinocamax* et quelques rares Echinides, on n'a que des Rudistes et des Polypiers pour fixer l'âge des couches. Il est vrai qu'aujourd'hui, grâce aux progrès réalisés dans cette branche de la Paléontologie, on peut, à l'aide seule des Hippurites, établir bien des éléments de comparaison avec les autres contrées; mais cette étude serait certainement incomplète si l'on en était réduit aux renseignements que fournit la coupe de la montagne des Cornes. Heureusement que tout près de là, dans le même massif, entre le village de Sougraigne et le hameau des Cloutets, on trouve avec les mêmes niveaux à Hippurites une faune importante de Céphalopodes et d'autres espèces, qui, réunies à la série des Rudistes, constituent une faune remarquable permettant de rapprocher avec plus d'exactitude ces couches de celles des autres régions.

Cette coupe (fig. 3) montre que les quatre niveaux à Hippurites de la montagne des Cornes sont également représentés à Sougraigne et qu'ils sont intercalés au milieu d'une formation comprenant plusieurs zones, dont les faunes, par leur rapprochement avec celles des autres régions, permettent de fixer d'une manière plus précise l'âge de ces différents dépôts de Rudistes. Déjà, en 1881, j'avais attiré l'attention sur ce gisement de Sougraigne en indiquant la place occupée par tous ces niveaux à Hippurites; mais comme à cette époque leur âge sénonien était encore vivement combattu, malgré les preuves que M. Péron et moi nous avions apportées à l'appui de notre opinion, je m'étais contenté de montrer dans une coupe détaillée l'intercalation des bancs à Hippurites au milieu d'une série de couches dont la faune était franchement sénonienne.

L'année suivante, après une étude plus minutieuse de cette faune et en raison de la présence de certaines Bélemnites dans ces couches, j'avais cru que toute cette formation de Sougraigne, qui me paraissait homogène, devait correspondre à la zone à Bélemnites du bassin de Paris. Si à ce moment, au lieu de rencontrer dans les Corbières une espèce nouvelle, décrite depuis sous le nom d'*Actinocamax Toucasi* Janet, j'avais recueilli un seul des échantillons d'*Actinocamax quadratus*, que j'ai trouvés dernièrement dans le même gisement, associés aux Hippurites du niveau moyen de la montagne des Cornes, il est fort probable que le parallélisme proposé n'aurait soulevé aucune objection; et cependant aujourd'hui je suis obligé de convenir que les nouveaux éléments de comparaison fournis par les Hippurites et les Ammonites prouvent que la partie inférieure des bancs à *Hipp. bioculatus*, caractérisée par *Hipp. canaliculatus*, *Hipp. Maestrei* et *Hipp. dentatus*, doit encore rester dans le Santonien.

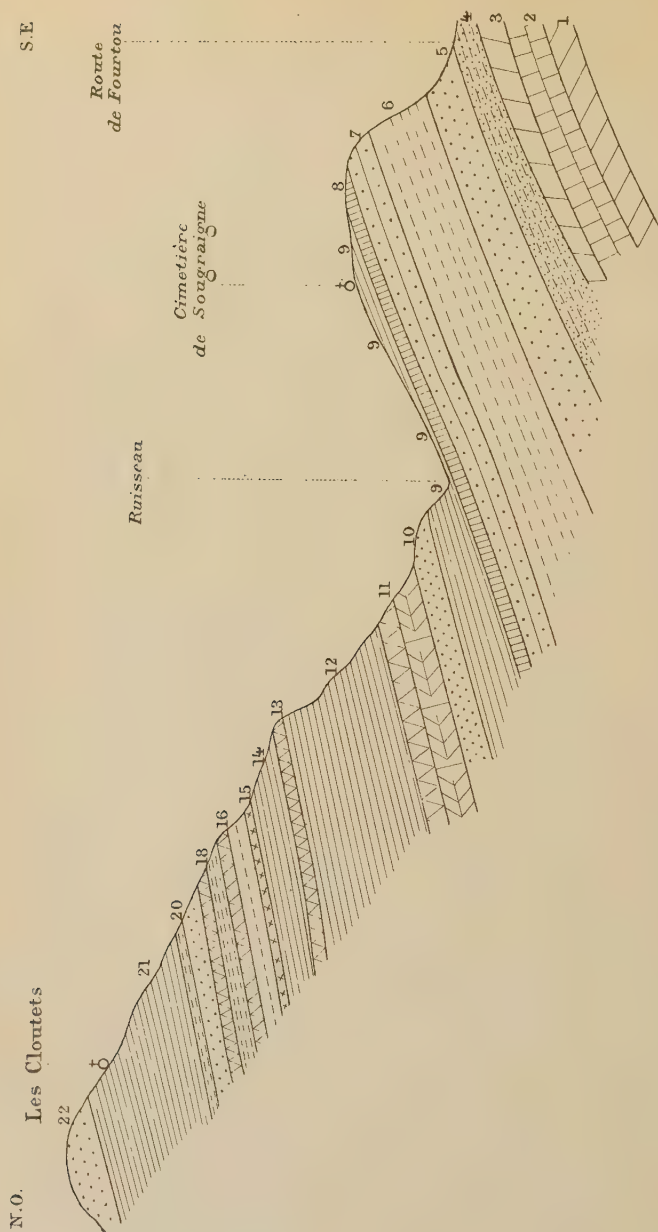


Fig. 3. — Coupe des environs de Sougraigne suivant le chemin de la montée des Cloutets.
Echelle des longueurs, 1/10000^e; des hauteurs, 1/2500^e.

1. Grès calcarifères jaunâtres avec *Hipp. resectus*, *Hipp. inferus*.
2. Calcaires gris compacts avec *Hipp. resectus*, *Hipp. gosaviensis*.
3. Calcaires durs noduleux jaunâtres à *Cyphosoma Archiaci*. Ep. 4^m.
4. Calcaires marneux avec *Mortonicerus Bourgeoisi*, *Peroniceras subtricarinatum*, *Micraster brevis*. Ep. 5^m.
5. Calcaires très marneux avec *Mortonicerus texanum*, *Sonneratia Pailletei*, *Desmoceras pyrenaicum*, *Inoceramus digitatus*, *Spondylus spinosus*, *Micraster brevis*, *Micr. Matheroni*, *Holaster integer*. Ep. 8^m.
6. Marnes bleues avec *Morton. texanum*, *Desm. pyrenaicum*, *Inocer. digitatus* et nombreux petits Gastéropodes. Ep. 15^m.

Toutes ces assises sont bien visibles et faciles à distinguer, à l'Est de Sougraigne, tout le long de la vallée de la Sals jusqu'aux environs des Clamens, où les couches, en se relevant fortement, font apparaître les assises inférieures du Turonien et du Cénomanién, dont j'ai donné la composition en 1879.

7. Bancs épais de calcaires durs, un peu gréseux, alternant avec des lits de marnes, très peu fossilifères, bien apparents dans la tranchée de la route à la sortie Est de Sougraigne, où l'on voit ces bancs, d'abord peu inclinés sur le plateau, plonger tout d'un coup à hauteur du cimetière sous une grande inclinaison pour disparaître sous le village. Ep. 6^m.

8. Calcaires gris, légèrement marneux, remplis d'*Hippurites Jeani* Douv., *Hipp. galloprovincialis*, *Hipp. Zürcheri* Douv., *Hipp. præcessor* Douv., *Hipp. sublævis* Math. Ep. 2^m. C'est le niveau à Hippurites du cimetière de Sougraigne que j'ai signalé en 1879 et rappelé en 1881 à la base des couches si fossilifères de la montée de Sougraigne aux Cloutets. Ces calcaires plongent, comme l'assise précédente, sous le village et dans le ravin au pied de la montée des Cloutets, où par suite de leur inclinaison au Sud-Ouest, ils sont bien vite recouverts par les calcaires à *Placenticerus syrtale* et *Lima marticensis* de l'assise suivante. Ce banc à *Hipp. Jeani* paraît occuper ici le même niveau que la barre des calcaires à Hippurites, qui fait saillie au Nord de la montagne des Cornes au-dessus des marnes à *Morton. texanum* et *Inocer. digitatus*. On y trouve en effet les mêmes espèces caractéristiques, *Hipp. galloprovincialis* et *Hipp. sublævis*, ainsi qu'*Hipp. Zürcheri* du niveau à *Hipp. Toucasi* de la Provence ; les espèces du niveau moyen de la montagne des Cornes comme *Hipp. canaliculatus*, *Hipp. Maestrei*, *Hipp. dentatus* et *Hipp. Carezi* ne s'y rencontrent pas, et le groupe des *Hipp. bioculatus*, si commun dans le niveau moyen, est représenté dans le banc à *Hipp. Jeani* par une forme plus ancienne, *Hipp. præcessor*.

9. Calcaires assez durs, en bancs de 0^m20 à 0^m30, caractérisés par de nombreux *Placenticerus syrtale* Morton., *Lima marticensis* Math., *Janira quadricostata* Sow., avec *Conoclypeus ovum*, *Heteroceras* sp. nov. Ep. 8^m.

Cette assise est assez fossilifère aux environs du cimetière de Sougraigne, au-dessus du banc à *Hipp. Jeani*; on la retrouve au bas de la montée des Cloutets entre le fond du ravin et les marnes de l'assise suivante.

10. Marnes bleues, jaunâtres dans leur prolongement au Nord, remplies de petits fossiles à test blanchâtre, constituant le commencement de cette faune si riche et si connue de Sougraigne que j'ai signalée dans mes notes antérieures. Ep. 4^m.

La plupart des Ammonites de Sougraigne, décrites par M. de Grossouvre, proviennent d'un banc calcaire intercalé au milieu de ces marnes. Ce sont : *Puzosia corborica*, *Sonneratia Savini*, *Sonn. Daubrei*, *Gaudryceras mite*, *Gaud. Rourillei*, *Hauericeras Welschi*, auxquelles il faut ajouter *Mortonicerus texanum* et *Desmoceras pyrenaicum*, dont le niveau principal est beaucoup plus bas, dans les assises 5 et 6 à *Micraster* et *Inocer. digitatus*. Ces marnes du n° 10 se rencon-

trent également au-dessus du cimetière de Sougraigne ; elles sont jaunâtres comme les calcaires sous-jacents à *Placenticeras syrtale* et on y trouve absolument les mêmes espèces que dans les marnes bleues du pied de la montée des Cloutets, particulièrement : *Puzosia corbarica*, *Lima marticensis*, *Pholadomya elliptica*, *Crassatella regularis*, *Trochus sougraignensis*, *Rostellaria pyrenaica*, *Cerithium hispidum*, *Cerith. reticosum*, *Turritella multilineata*, etc.

11. Calcaires jaunâtres, peu fossilifères à la partie inférieure, mais renfermant à la partie supérieure des bancs très marneux pétris d'Hippurites et de Polypiers. Ep. 8^m. On ne trouve plus ici aucune des espèces du niveau à *Hipp. Jeani*, *Hipp. præcessor* du cimetière ; ce sont les Hippurites du 2^e niveau de la montagne des Cornes qui commencent à paraître, comme *Hipp. bioculatus*, *Hipp. rennensis*, *Hipp. turgidus* et quelques rares *Hipp. canaliculatus*. Or, comme ces bancs à Hippurites se retrouvent sur la hauteur du cimetière de Sougraigne au-dessus de l'assise précédente, il est évident que l'on a la même succession des deux côtés du ravin et que par conséquent les marnes bleues du n° 10 sont bien supérieures au banc à *Hipp. Jeani*.

12. Calcaires jaunes marneux avec *Placenticeras syrtale*, *Schlonbachia Bertrandii* de Gross. et *Schuteria Rousseli* de Gross., présentant vers le milieu une couche très marneuse à *Lima marticensis* dans laquelle on retrouve un deuxième niveau de la faune des marnes du n° 10, peut-être encore plus riche en Gastéropodes et en Polypiers monastrés. Ep. 20^m.

13. Calcaires gris, assez durs, avec *Hipp. canaliculatus*, *Hipp. Maestrei*, *Hipp. Carezi*, *Hipp. dentatus*, *Hipp. bioculatus*, *Hipp. rennensis*, *H. turgidus*, *Radolites sinuatus*. Ep. 2^m. C'est exactement la faune du deuxième niveau à Hippurites de la montagne des Cornes.

14. Bancs de grès ferrugineux bleuâtres, très consistants, avec *Placenticeras syrtale* var. *Guadeloupeæ*, de très grande taille, *Pachydiscus isculensis* de Gross., *Pach. Cayeuxi* de Gross., *Pach. Jeani* de Gross., alternant avec des marnes bleues, où l'on trouve encore *Lima marticensis*, *Trochus sougraignensis* et la plupart des fossiles des assises 10 et 12, et se terminant par un banc de Rudistes semblable au précédent. Ep. 6^m.

15. Grès très marneux, couleur chocolat, avec *Turritiles acuticostatus* d'Orb., *Hamites*, *Ostrea galloprovincialis* Math., *Pyrina ataciana* Cott. Ep. 2^m.

16. Calcaires gris marneux avec nombreux *Batolites* organisans, *Hipp. latus*, *Hipp. sulcatissimus*, *Hipp. bioculatus*, *Hipp. rennensis*, *Hipp. turgidus*, et en outre *Actinocamax Grossouvrei*, *Ostrea spissa*, *Pyrina petrocoriensis*, *Pyrina*, sp. nov., *Conoclypeus perovalis*? Arn. Ep. 3^m.

C'est bien là le troisième niveau à Hippurites de la montagne des Cornes.

17. Marnes jaunes sans fossiles. Ep. 3^m.

18. Calcaires gris, assez durs, avec *Hipp. sulcatus*, *Hipp. striatus*, *Hipp. sulcatissimus*, *Hipp. latus*, *Hipp. bioculatus*, *Hipp. rennensis*, *Hipp. turgidus*, *Hipp. crassicosatus*. Ep. 1^m. C'est le quatrième niveau à Hippurites de la montagne des Cornes.

19. Marnes bleues à *Tellina Venei* d'Arch. et grands Polypiers monastrés. Ep. 5^m.

20. Calcaires marneux à nodules ferrugineux avec *Cassiope Renauxi*, *Ampullaria*, *Cyclolites* et Polypiers monastrés. Ep. 2^m.

21. Bancs de grès, plus ou moins calcarifères et ferrugineux, avec lits de marnes intercalés, renfermant *Placenticeras syrtale* (forme plate), *Pachydiscus* sp. nov. *Lima maxima* d'Arch., *Tellina Venei*, *Ostrea Matheroni*, *Natices*, *Volutes*, *Turritelles* et toute la faune dite du Moulin Tiffou. Ep. 15^m.

22. Grès et sables d'Alet avec lits de jayet. Ep. 8^m.

En effet, si on prend pour base les Céphalopodes, les Hippurites, les Echinides et quelques autres espèces bien connues ayant une grande extension géographique, la succession des zones dans le massif commun de Sougraigne et de la montagne des Cornes peut se résumer de la manière suivante, de bas en haut :

CONIACIEN	INFÉRIEUR	{ 1 ^{re} Zone à <i>Tissotia Ewaldi</i> , <i>Rhynchonella petrocoriensis</i> et <i>Cyphosoma Archiaci</i> .
	SUPÉRIEUR	{ 2 ^{me} Zone à <i>Tissotia Robini</i> , <i>Mortoniceras Bourgeoisi</i> , <i>Morton. serrato-marginatum</i> , <i>Gauthiericeras Margæ</i> , <i>Perniceras subricarinatum</i> , <i>Micraster brevis</i> , <i>Cidaris Jouanneti</i> , <i>Cid. clavigera</i> , <i>Cyphosoma magnificum</i> , <i>Ostrea proboscidea</i> , <i>Ostrea Langloisi</i> .
SANTONIEN	INFÉRIEUR	{ 3 ^{me} Zone à <i>Mortoniceras texanum</i> , <i>Morton. serrato-marginatum</i> , <i>Sonneratia Pailletei</i> , <i>Desmoceras pyrenaicum</i> , <i>Inoceramus digitatus</i> , <i>Spondylus spinosus</i> , <i>Ostrea Santonensis</i> , <i>Micraster Matheroni</i> , <i>Echinocorys ovata</i> .
	MOYEN	{ 4 ^{me} Zone à <i>Morton. texanum</i> , <i>Placenticeras syrtale</i> , <i>Desmoceras pyrenaicum</i> , <i>Puzosia corbarica</i> , <i>Sonneratia Savini</i> , <i>Gaudryceras mile</i> , <i>Gaud. Rouvillei</i> , <i>Hipp. Toucasi</i> , <i>Hipp. Jeani</i> , <i>Hipp. galloprovincialis</i> , <i>Hipp. sublevis</i> , <i>Hipp. præcessor</i> , <i>Hipp. Zurcheri</i> , <i>Lima marticensis</i> , <i>Conoclypeus ovum</i> .
	SUPÉRIEUR	{ 5 ^{me} Zone à <i>Placenticeras syrtale</i> , <i>Schlönbachia Bertrandi</i> , <i>Schluteria Rousseli</i> , <i>Pachydiscus isculensis</i> , <i>Actinocamax Toucasi</i> , <i>Act. Grossouvrei</i> , <i>Hipp. canaliculatus</i> , <i>Hipp. Maestrei</i> , <i>Hipp. Carezi</i> , <i>Hipp. dentalus</i> , <i>Hipp. bioculatus</i> , <i>Hipp. rennensis</i> , <i>Hipp. turgidus</i> , <i>Radiolites sinuatus</i> , <i>Lima marticensis</i> , <i>Ostrea galloprovincialis</i> .
CAMPANIEN	INFÉRIEUR	{ 6 ^{me} Zone à <i>Placenticera syrtale</i> (forme plate), <i>Pachydiscus</i> sp. nov., <i>Batolites organisans</i> , <i>Hipp. sulcatus</i> , <i>Hipp. cl. Archiaci</i> , <i>Hipp. striatus</i> , <i>Hipp. sulcatissimus</i> , <i>Hipp. latus</i> , <i>Hipp. sulcatoides</i> , <i>Hipp. crassicosatus</i> , <i>Hipp. bioculatus</i> , <i>Hipp. rennensis</i> , <i>Hipp. turgidus</i> , <i>Tellina Venei</i> , <i>Ostrea spissa</i> , <i>Ost. Matheroni</i> , <i>Cassiope Renauxi</i> , <i>Pyrina petrocoriensis</i> , <i>Actinocamax Toucasi</i> .
	SUPÉRIEUR	{ Grès d'Alet (partie inférieure).
MAESTRICHTIEN		{ Grès d'Alet (partie supérieure).

La 1^{re} zone est bien caractérisée par *Tissotia Ewaldi* et *Rhynch. petrocoriensis*, espèces que l'on ne rencontre jamais qu'à la base du Sénonien, dans le Coniacien inférieur, zone K de M. Arnaud ; elle renferme d'ailleurs dans les Corbières une grande partie de la faune de Montignac (Dordogne), un des meilleurs types du Coniacien inférieur du Sud-Ouest.

La 2^e zone représente tout à fait la zone L de M. Arnaud avec ses Ammonites spéciales, *Tissotia Robini*, *Mortoniceras Bourgeoisi*, *Gauthiericeras Margæ*, *Peroniceras subtricarinatum*. Elle contient en outre la plupart des Echinides du Coniacien supérieur des environs de Périgueux, notamment *Micraster brevis*, *Cyphosoma magnificum*, *Salenia Bourgeoisi* et de nombreux radioles de *Cidaris Jouanneti*.

La 3^e zone renferme *Mortoniceras texanum* et *Inoceramus digitatus*, deux espèces des plus caractéristiques du Santonien inférieur, qu'on retrouve à ce niveau dans un grand nombre de régions; elle correspond à la zone M¹, base du Santonien de M. Arnaud, où commence également à paraître *Morton. texanum* et où l'on rencontre encore de nombreux *Micraster* comme dans les Corbières.

La 4^e zone est caractérisée, comme la zone M² des Charentes et de la Dordogne, par la présence simultanée des *Morton. texanum* et *Placenticeras syrtale*. C'est dans cette même zone que se trouve dans les Corbières et dans le Sud-Ouest le niveau à *Hippurites sublævis*.

Dans la 5^e zone, *Morton. texanum* a complètement disparu; on n'y voit plus que les espèces spéciales aux zones N¹ et N² de M. Arnaud, qu'on remarque généralement dans le Santonien supérieur, comme *Placenticeras syrtale*, *Lima marticensis* et *Actinocamax Grossouvrei*. C'est aussi dans cette zone que se montre dans les Corbières comme dans le Sud-Ouest le niveau à *Hipp. canaliculatus*, *Hipp. Maestrei*, *Hipp. Carezi*, *Hipp. dentatus* et *Hipp. rennensis*.

La 6^e et dernière zone marine des Corbières constitue au-dessus de la précédente une zone bien distincte malgré la présence de quelques fossiles communs. On y trouve plusieurs espèces du Campanien du Sud-Ouest, telles que *Lima maxima*, *Ostrea Matheroni*, *Ost. spissa*, *Pyrina petrocoriensis*, associées à une faune particulière qui diffère complètement de la faune des zones inférieures. On ne rencontre plus ici la *Lima marticensis* si commune dans les 4^e et 5^e zones. Les *Hipp. Maestrei*, *Hipp. dentatus*, du Santonien supérieur du sud-ouest, ont subi d'importantes modifications ou y sont remplacés par des espèces nouvelles, comme *Hipp. sulcatus*, *Hipp. cf. Archiaci*, *Hipp. striatus*, *Hipp. latus*, *Hipp. sulcatisimus*, *Hipp. sulcatoïdes*, *Batolites organisans*, qui indiquent un âge plus récent et bien voisin de l'âge des couches à Hippurites de l'Ariège. L'*Hipp. canaliculatus* y est aussi devenu très rare; de plus son arête cardinale s'est allongée et son extrémité tend à se rapprocher de la forme de l'arête cardinale de l'*Hipp. Heberti*. M. Douvillé en a fait une espèce particulière, *Hipp. crassicostatus*.

En somme la faune de cette 6^e zone a beaucoup plus d'affinités avec la faune campanienne qu'avec la faune santonienne, malgré la présence de quelques rares exemplaires de *Placenticeras syrtale*. D'ailleurs, on ne doit pas perdre de vue qu'au point de vue stratigraphique, il n'est pas admissible que les Grès d'Alet, qui représentent incontestablement le Maestrichtien puisqu'ils sont recouverts par les argiles rouges garumniennes, puissent, malgré leur faible épaisseur, représenter en outre tout le Campanien, tandis que le Santonien serait allongé démesurément par le fait seul du passage du *Placenticeras syrtale* dans la zone supérieure marine des Corbières, alors que l'existence de cette Ammonite à ce niveau s'explique très bien par la grande vitalité qu'elle avait dû atteindre dans les zones inférieures.

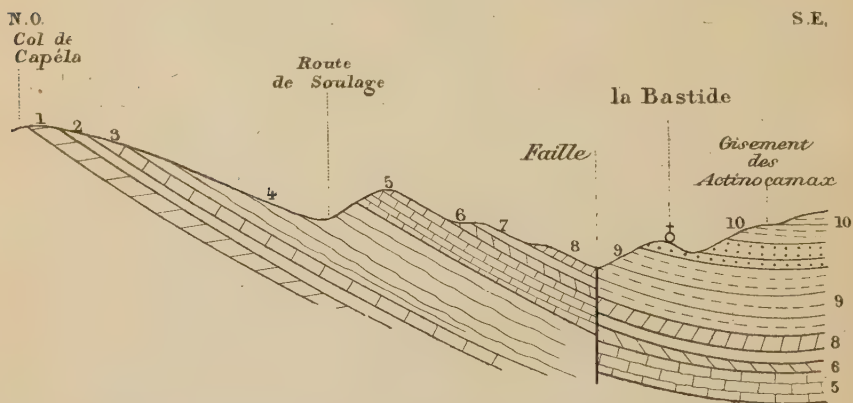
L'étude comparative du Sénonien des Corbières avec la Craie à Hippurites de la Catalogne et de l'Ariège va me fournir de nouvelles preuves en faveur de l'âge campanien de la dernière zone marine des Corbières, mais auparavant il me reste à préciser le niveau de l'*Actinocamax quadratus* dans cette région. On sait que cette importante espèce, caractéristique de la Craie à Bélemnites du bassin de Paris et du Campanien du Sud-Ouest, a été signalée d'abord auprès de St-Louis par MM. de Grossouvre et Roussel et dernièrement par moi dans les environs de La Bastide.

Le premier de ce gisement a été décrit par M. de Grossouvre, qui a déclaré que les marnes à *Actinocamax quadratus* de la vallée de St-Louis devaient correspondre aux marnes bleues à *Tellina Venei* de Sougraigne et du moulin Tiffou. J'ai déjà fait connaître mon avis à ce sujet à propos du gisement de la Bastide, qui me paraît être dans le prolongement de celui de Saint-Louis.

En rappelant la succession des couches que j'avais reconnues entre le Col de Capéla et La Bastide, j'avais conclu que les marnes sableuses à *Actinoc. quadratus* de cette région devaient être classées au niveau de la zone à *Hipp. canaliculatus* et *Hipp. Maestrei* de la montagne des Cornes. Depuis j'ai revu avec plus de détails ce gisement et mon attention s'est portée plus particulièrement sur la faune des Hippurites, afin de m'assurer qu'elle correspondait bien, comme je l'avais cru d'abord, à la faune du niveau moyen de la montagne des Cornes. Cette opinion était basée sur la présence à La Bastide des *Hipp. turgidus*, *Hipp. bioculatus*, *Hipp. Carezi* et sur l'absence dans ces mêmes couches des espèces caractéristiques du niveau supérieur, comme *Hipp. sulcatus*, *Hipp. striatus*, *Hipp. sulcatissimus*, etc. Or, parmi les nouveaux Hippurites que j'ai rap-

portés de La Bastide, M. Douvillé a reconnu plusieurs échantillons d'*Hipp. Vidali*, espèce caractéristique du Campanien de la Catalogne, ainsi qu'un exemplaire de l'*Hipp. canaliculatus*, appartenant à une variété à forme plus récente qu'il a désignée sous le nom d'*Hipp. crassicoelatus* et qui ne se rencontre que dans le niveau supérieur de la montagne des Cornes. De mon côté, en examinant les échantillons que j'avais encore entre les mains, j'ai cru reconnaître deux espèces, très voisines du *Batolites tyrolicus* et de l'*Hipp. Gaudryi*, qui occupent à Gosau un niveau assez élevé caractérisé par l'*Hipp. sulcatus*. Dans ces conditions j'ai pensé qu'il y avait lieu de revenir sur ma première opinion, et que par suite de ces dernières observations, les couches à *Actinocamax quadratus* de La Bastide pourraient très bien être campaniennes et correspondre au niveau à *Batolites organisans* de la montagne des Cornes. Voici d'ailleurs la coupe de ce gisement, que je crois utile de reproduire à cause de son importance.

Fig. 4. — Coupe des environs de La Bastide. — Echelle de 1/20000^e.



1. Calcaires cénomaniens à *Orbitolina concava*, *Caprinules*, etc.
2. Calcaires marneux du Turonien inférieur avec *Terebratelles*, *Ditrupea deformis*, *Ostrea columba*, Polypiers et grès jaunâtres à *Nérinées*.
3. Calcaires gris avec *Hipp. resectus*, *Hipp. Grossouvrei*, *Hipp. petrocoriensis*, *Radiolites Pailletei*, *Plagioptychus*.
4. Grès calcarifères jaunâtres marneux avec rares Rudistes et quelques moules de Gastéropodes.
5. Calc. gris, très durs, avec *Hipp. resectus*, *Hipp. gosaviensis*, *Hipp. Moulinsi*, renfermant une lumachelle de petites *Ostrea proboscidea*, de très grandes *Radiolites* et des Actéonelles.
6. Calcaires jaunâtres noduleux à *Tissotia Ewaldi* et *Rhynch. petrocoriensis*.
7. Calcaires marneux avec nombreux *Micraster brevis* et *Mortonicerus Bourgeoisii*.

8. Calcaires très marneux et marnes à *Micraster*, *Holaster integer*, *Spondylus spinosus*, *Mortoniceraster texanum* et grands *Inocer. digitatus*.

9. Grès jaunes le plus souvent en plaquettes avec lits de marnes remplies de grains de quartz.

10. Marnes bleues à la base avec nombreux *Actinocamax Toucasi*, *Actin. Grossouvrei*, se chargeant peu à peu d'éléments siliceux et se terminant par des bancs de grès, à très gros grains de quartz, avec nodules ferrugineux et renfermant surtout dans le haut : *Actinoc. quadratus*, *Actinoc. Grossouvrei*, *Actin. Toucasi*, *Hipp. Vidali* Math., *Hipp. crassicosatus*, *Hipp. cornuaccinum* ? *Hipp. turgidus*, *Hipp. bioculatus*, *Hipp. rennensis*, *Hipp. Carezi*, *Batolites tyrolicus* ? et en outre de nombreux *Acteonella gigantea*, *Nerinea Pailletei*, *Natica bulbiformis* et des Polypiers de toute grosseur très bien conservés, appartenant aux espèces les plus communes de la montagne des Cornes.

Cette coupe, prise du Nord-Ouest au Sud-Est, traverse bien une faille, comme l'a indiqué M. Carez ; mais cette faille a une direction très oblique par rapport à l'inclinaison générale des couches, de sorte qu'elle ne fait que varier l'épaisseur des assises sans empêcher d'en reconnaître la succession. Ainsi du côté de l'Ouest, entre Le Linas et Les Pastressis, toutes les couches se montrent bien avec leur épaisseur ordinaire ; à mesure que l'on descend vers La Bastide la faille s'accroît, l'épaisseur des assises diminue et quelques-unes même disparaissent, au point qu'à hauteur de ce hameau les marnes sableuses, à gros grains de quartz, sont en contact avec les calcaires gris à *Hipp. gosaviensis* ; ici on ne voit plus les calcaires à *Tissotia*, les calcaires marneux à *Micraster*, ni les marnes à *Inocer. digitatus* si bien caractérisées au pied du pic de Bugarach aux environs des Pastressis et du Linas. Mais en s'avancant un peu plus vers l'Est, entre Camps et Cubières, on retrouve la série normale des couches au-dessus des calcaires angoumois à *Hipp. gosaviensis*. Il n'est donc pas étonnant que, malgré la faille, la coupe de cette partie des Corbières présente une succession voisine de celle de la montagne des Cornes. Seul le niveau à *Hipp. Toucasi*, *Hipp. sublaevis* et *Hipp. galloprovincialis* paraît manquer ; mais il y est certainement représenté par les premières couches gréseuses du n° 9 qui occupent là, au-dessus des marnes à *Inocer. digitatus*, la place de la barre des calcaires à Hippurites qui fait saillie au Nord du Lac et que l'on rencontre avec les mêmes Hippurites tout près de La Bastide, depuis Camps jusqu'à Cubières. D'ailleurs la partie supérieure des marnes sableuses et des bancs à gros éléments siliceux, qui renferment les *Actinocamax* entre Les Pastressis et La Bastide, existent également à la montagne des Cornes, au-dessus des marnes sableuses du Lac, avec les *Actinocamax Toucasi* et *Act. Grossouvrei* ; et c'est exactement à ce niveau

qu'on commence à trouver la plupart des Hippurites que j'ai recueillies à La Bastide comme *Hipp. crassicosatus*, *Hipp. cf. variabilis*, *Hipp. Carezi*, *Hipp. bioculatus*, *Hipp. rennensis*, *Hipp. turgidus* et particulièrement *Batolites organisans* qui, à lui seul, constitue un véritable banc entre le niveau moyen à *Hipp. canaliculatus*, *Hipp. Maestrei*, et le niveau supérieur à *Hipp. sulcatus*, *Hipp. striatus*. Or, comme à La Bastide on trouve également des *Batolites* très voisins du *Bat. organisans*, on peut admettre avec beaucoup de probabilité que ce gisement à *Actinoc. quadratus* et *Hipp. Vidal* correspond au moins au banc à *Batolites organisans* de la montagne des Cornes et des Cloutets, et, comme ce dernier, il doit donc être classé à la base du Campanien.

2^o COMPARAISON AVEC LES COUCHES À HIPPURITES DE LA CATALOGNE ET DE L'ARIÈGE.

Les couches à Hippurites se retrouvent en plusieurs points sur les deux versants des Pyrénées, mais c'est surtout dans la Catalogne et dans l'Ariège qu'on rencontre les gisements les plus intéressants. En 1882, j'ai déjà essayé de montrer les rapports qui me paraissaient devoir exister entre ces couches et celles des Corbières; depuis cette époque les belles découvertes de M. Vidal et les importantes études de M. Douvillé sur les Hippurites de l'Ariège et de la Catalogne ont fourni de nouveaux renseignements qui permettent aujourd'hui de fixer avec assez de précision l'âge de ces couches à Hippurites.

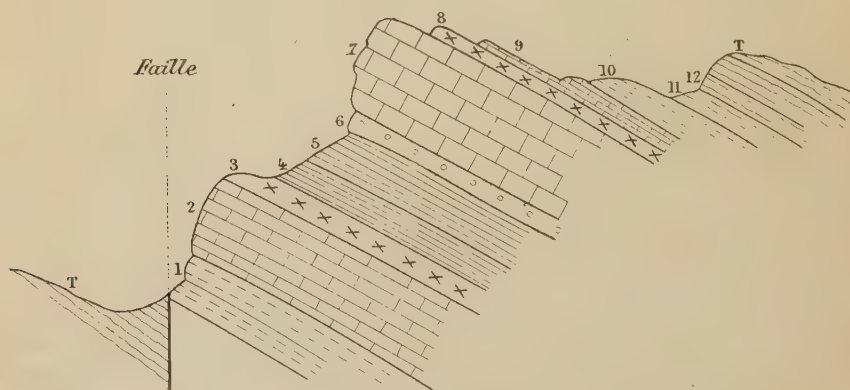


Fig. 5. — Coupe de la montagne de Montsech

T. Tertiaire nummulitique.

1. Lias moyen.

2. Urgo-aptien.

3. Calcaires angoumiens à *Hippurites resectus*, *Hipp. præmoulini* et *Hipp. Moulini*.

4. Marnes coniaciennes et santoniennes à *Micraster coranginum*.

5. Marnes du Santonien supérieur à *Hipp. canaliculatus*, *Hipp. Maestri*, *Hipp. Carezi*, *Radiolites sinuatus*, *Rad. angeiodes*, *Lima marticensis*, *Cyclolites ellipticus*, *Diploctenium subcirculare*.

6. Banc à *Ostrea galloprovincialis* et *Lacazina compressa*.

7. Calcaires sans fossiles déterminables.

8. Banc à *Hipp. Vidali*, *Hipp. variabilis*, *Hipp. Archiaci*, *Hipp. Verneuilli*.

9. Calcaires non fossilifères.

10. Calcaires et marnes sableuses du Maestrichtien avec *Orbitoides media* et *Ostrea larva*.

11. Calcaires marneux à Lignites du Garumnien inférieur avec *Lychnus*, *Cyrènes*, *Melania armata*, *Hipp. Castroi* Vidal, *Ostrea Verneuilli*.

12. Argiles rutilantes et calcaires compacts avec conglomérats rougeâtres du Garumnien supérieur.

CATALOGNE. — Une des meilleures coupes de la Catalogne est celle de la montagne de Montsech : je rappelle ici la succession des couches de cet important gisement d'après les indications que M. Vidal a bien voulu me donner.

Le n° 3 de cette coupe correspond à la partie supérieure des calcaires angoumiens à *Hipp. resectus* des Corbières.

Le n° 4 représente les couches à *Micraster* et à *Mortonicerias texanum* de la montagne des Cornes, à la partie supérieure desquelles se trouve le banc à *Hipp. Jeani*, *Hipp. præcessor* et *Hipp. galloprovincialis*. Ce banc n'existe pas au Montsech, mais on le rencontre plus au Nord, à Las Colladas de Basties. Son absence au Montsech n'a rien d'anormal, car dans les Corbières le banc à *Hipp. Jeani* ne se montre que dans la coupe de Sougraigne ; partout ailleurs il est remplacé par des grès et des marnes sableuses non fossilifères.

Le n° 5 rappelle bien la zone à *Hipp. canaliculatus* et *Hipp. Maestrei* des Corbières ; on la retrouve là au même niveau que dans le Sud-Ouest et en Provence, elle renferme les mêmes espèces caractéristiques comme *Lima marticensis*, *Radiolites sinuatus* ; de plus elle est recouverte, comme dans ces trois régions, par le banc à *Ostrea galloprovincialis*.

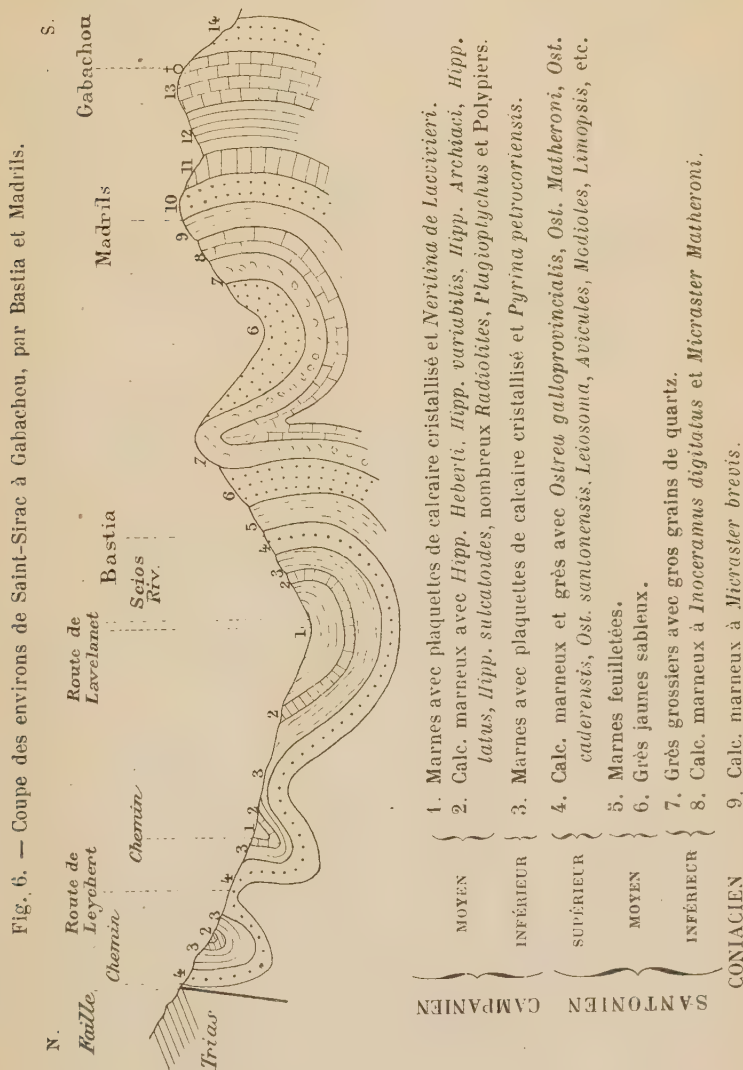
L'existence de cette zone à *Hipp. canaliculatus* et *Lima marticensis* dans la montagne de Montsech a une grande importance parce qu'elle supporte ici une assise de calcaires nos 7 à 9 au milieu desquels est intercalé le banc n° 8 à *Hipp. Vidali* et *Hipp. variabilis*, dont l'âge est déterminé par les couches supérieures nos 10,

41 et 12. On sait en effet que les couches à *Orbitoides media* et *Ostrea larra* du n° 10, immédiatement inférieures au Garumnien le plus typique, représentent la Craie de Maestricht à *Hemipneustes*, *Nerita rugosa* et *Hipp. radiosus*, espèces que l'on rencontre d'ailleurs au même niveau, non loin de là, à Vallcèbre, près Barcelone. Il en résulte que la couche à *Hipp. Vidali* ne peut appartenir qu'au Campanien, puisqu'elle se trouve comprise entre les marnes du Santonien supérieur à *Hipp. canaliculatus* et les calcaires maestrichtiens à *Orbitoides media*, et, comme le banc fossilifère est environ à 200^m au-dessus des marnes santoniennes et à 100^m au-dessous de la base des calcaires maestrichtiens, on peut en conclure que le niveau des *Hipp. Vidali*, *Hipp. variabilis* et *Hipp. Verneuilli* de Montsech est au moins dans le Campanien moyen.

Le banc à *Ostrea galloprovincialis*, qui sépare les marnes à *Hipp. canaliculatus* des calcaires à *Hipp. Vidali*, se trouve ainsi à la limite du Santonien et du Campanien. Nous allons voir que, dans l'Ariège, il occupe à peu près le même niveau par rapport aux bancs à *Hipp. variabilis* et *Hipp. Heberti* de cette région.

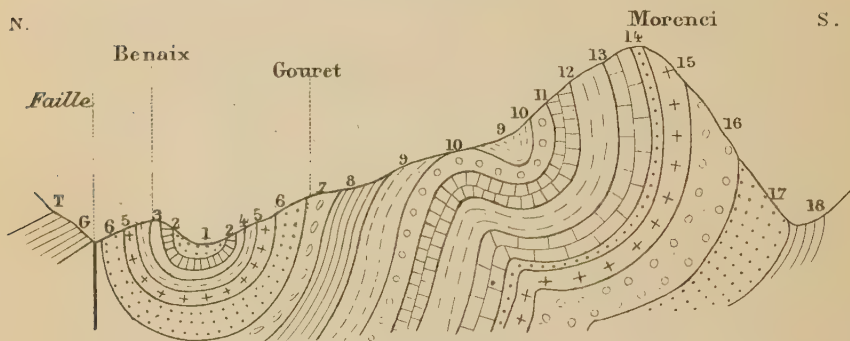
ARIÈGE. — Les gisements à Hippurites de Leychert et Benaix, bien connus par les travaux d'Hébert et de M. de Lacvivier, avaient été classés au début dans le Turonien supérieur comme les couches à Hippurites de la montagne des Cornes. En 1882, j'ai montré que toutes ces couches, supérieures aux marnes santoniennes à *Micraster brevis* et *Inoceramus digitatus*, devaient être placées dans le Sénonien supérieur. L'étude particulière de M. Douvillé sur les Hippurites de l'Ariège est venue pleinement confirmer cette opinion ; mais il restait à fixer le niveau auquel il convenait de faire correspondre les bancs à Hippurites de Leychert et Benaix. Les découvertes de M. Vidal dans la Craie à Hippurites de la Catalogne permettent aujourd'hui de préciser ce niveau avec assez d'exactitude. On voit, en effet, dans la coupe précédente du Montsech, que le banc à *Hipp. Vidali* se trouve au milieu du Campanien, entre le Santonien supérieur à *Hipp. canaliculatus* et le Maestrichtien à *Orbitoides media*. Or ce banc renferme les espèces particulières de l'Ariège, comme *Hipp. variabilis*, *Hipp. Archiaci* ; de plus l'*Hipp. Vidali*, qui caractérise ce niveau au Montsech, est extrêmement voisin de l'*Hipp. Heberti* de l'Ariège, c'est très probablement la variété à pustules de cette dernière espèce que l'on rencontre assez souvent à Leychert et à Benaix. On peut donc en conclure que ces bancs à *Hippurites variabilis* et *Hipp. Archiaci* sont de même âge et que dans les deux régions ils doivent appartenir au Campanien.

Dans l'Ariège on trouve avec ces Hippurites une faune très riche et très variée, dont plusieurs espèces existent ailleurs soit en Provence, soit aux Corbières. Les couches qui les contiennent sont toujours fortement inclinées, parfois même verticales, et le plus souvent recouvertes par les cultures; ce n'est que par des lambeaux de quelques mètres seulement qu'on peut s'orienter et se faire une idée de la succession des assises, surtout aux environs des bancs à Hippurites.



- | | | |
|------------|---|---|
| ANGOUMIEN | { | 10. Grès jaunâtres. |
| | | 11. Calcaires compacts. |
| LIGÉRIEN | | 12. Grès jaunes marneux. |
| CÉNOMANIEN | { | 13. Calcaires gris à <i>Caprinula Boissyi</i> . |
| | | 14. Grès. |

Fig. 7. — Coupe de Benaix à Morenci, par Gouret.



T. Calcaires à milliolites.

G. Argiles rutilantes du Garumnien.

- | | | | | |
|------------|---|-----------|---|---|
| CAMPANIEN | { | MOYEN | { | 1. Marnes jaunâtres avec plaquettes de calcaire cristallisé et <i>Hippurites variabilis</i> . |
| | | | | 2. Calcaires à <i>Hippurites latus</i> de très grande taille. |
| | | | | 3. Calcaires compacts en banc épais. |
| | | | | 4. Grès plus ou moins grossiers. |
| | | | | 5. Calc. marneux jaunâtres avec <i>Hipp. Heberti</i> , <i>Hipp. variabilis</i> , <i>Hipp. Archiaci</i> , <i>Hipp. latus</i> , <i>Hipp. sulcatoides</i> , nombreux <i>Radiolites</i> , <i>Plagioptychus</i> et Polyptères. |
| | | INFÉRIEUR | | 6. Marnes avec plaquettes de calcaire cristallisé. |
| SANTONIEN | { | SUPÉRIEUR | | 7. Grès grossiers. |
| | | MOYEN | { | 8. Marnes feuilletées. |
| | | | | 9. Grès jaunes sableux. |
| | | INFÉRIEUR | | 10. Grès à gros grains de quartz. |
| | | | | 11. Calc. marneux à <i>Inoceramus digitatus</i> . |
| CONIACIEN | | | | 12. Calc. marneux à <i>Micraster brevis</i> . |
| ANGOUMIEN | | | | 13. Grès en dalles, plus ou moins calcarifères. |
| LIGÉRIEN | | | | 14. Grès jaunâtres. |
| CÉNOMANIEN | { | | | 15. Calcaires gris compacts à <i>Caprinula Boissyi</i> . |
| | | | | 16. Grès à gros éléments. |
| | | | | 17. Grès fins. |
| GAULT | | | | 18. Marnes jaunes. |

Les deux coupes ci-dessus, traversant les riches gisements de Leychert et de Benaix suffisent pour comparer la Craie à Hippurites de l'Ariège avec celle des autres régions.

Le terme de comparaison le plus net de ces deux coupes est celui qui est donné par le n° 4 de la coupe de St-Sirac, fig. 6. Cette assise, très riche en Ostracées, se voit à environ 300^m à l'est de ce village, entre la route de Leychert et le petit chemin, qui, plus au nord, suit la faille qui sépare le Crétacé du Trias ; elle se compose d'une série de bancs plongeant fortement au sud et paraissant passer sous les calcaires marneux à Hippurites, qui se montrent tout près de là sur le vieux chemin de Leychert. D'ailleurs une étude plus minutieuse des couches m'a permis de reconnaître un léger affleurement des bancs à Hippurites au milieu de l'assise à Ostracées. D'autre part, en se dirigeant vers le sud, on retrouve deux fois les bancs à Hippurites avant d'arriver à la route de Lavelanet, et une troisième fois au delà du ruisseau du Scios entre Bastia et La Baure. Ce retour des bancs à Hippurites ne peut s'expliquer qu'en admettant que les couches forment plusieurs plis dans la vallée du Scios. Ce fait paraît être confirmé par la présence constante de marnes avec plaquettes de calcaire cristallisé entre les calcaires à Hippurites.

Hébert et M. de Lacvivier ont bien admis ce plissement des couches aux environs de la route de Leychert, mais ils placent les bancs à Ostracées de St-Sirac au-dessus des bancs à Hippurites. S'il en était ainsi, les Huîtres devraient se retrouver au milieu de tous les plis synclinaux au-dessus des Hippurites ; or, on n'aperçoit là que les marnes avec plaquettes de calcaires dans lesquelles paraissent intercalés les bancs à Hippurites, et ce n'est que sur les bords, à l'extrémité du plissement, que les couches supérieures, en se redressant, mettent à jour les couches inférieures. C'est ainsi que l'assise à Ostracées, n° 4, apparaît au nord aux environs de St-Sirac et au sud à Bastia. La présence en ce dernier point des Echinides de St-Sirac a été d'ailleurs constatée par M. de Lacvivier.

La faune de cette assise à *Ostrea galloprovincialis*, *Ost. Matheroni*, et *Leiosoma meridanense* se rapproche plutôt de la faune des dernières couches marines des Corbières et de la Provence que de la faune de la Craie de Maestricht, à laquelle elle devait correspondre si ces bancs à Ostracées étaient considérés comme supérieurs aux couches à *Hippurites variabilis*. On peut donc admettre qu'à Leychert et à Benaix les bancs à *Hippurites* sont plus récents que les bancs à *Ostrea galloprovincialis*. On aurait ainsi dans l'Ariège une succes-

sion de couches comparable à celle de la Catalogne et des Corbières, avec cette différence que les autres bancs à Hippurites de la montagne des Cornes seraient remplacés ici par cette grande formation, connue sous le nom de Grès de Celles, qui recouvre partout dans l'Ariège les marnes santoniennes à *Micraster* et à *Inoceramus digitatus*. Cette particularité se présente d'ailleurs assez souvent dans les Corbières, où il n'est pas rare de voir les mêmes marnes santoniennes supporter une puissante assise de grès plus ou moins grossiers, sans traces de bancs à Hippurites.

Il y a cependant sur la rive gauche de l'Ariège un gisement particulier où les marnes à *Micraster* se trouvent comprises entre deux niveaux à Hippurites. C'est le gisement de Bastié dont la coupe suivante a été donnée par Hébert.

J. Dolomie jurassique.

1. Grès jaunâtres puissants.

2. Conglomérats à fragments d'Hippurites.

3. Marnes avec lits minces de calcaires : *Micraster Heberti*, *Holaster integer*, *Ammonites*.

4. Calcaires noduleux alternant avec des marnes à *Micr. Heberti*, *Holaster integer*, *Ananchytes*, *Inoceramus digitatus*, *Spondyles* et *Hippurites cornuvaccinum*.

5. Calcaires noduleux à *Hippurites organisans*.

6. Grès grossiers et poudingues avec cailloux très roulés. Conglomérat à la base avec Rudistes.

7. Marnes bl-ues avec plaquettes de calcaires cristallisés.

8. Grès siliceux.

Le n° 2 de cette coupe représente le niveau à Hippurites du Turo-nien supérieur ou Angoumien, le n° 3 le Coniacien, le n° 4 le Santonien inférieur avec son banc à Hippurites au sommet, comme à la montagne des Cornes, les *Hipp. organisans* et *Hipp. cornuvaccinum* cités par Hébert étant très vraisemblablement des *Hipp. Toucasi* ou *socialis* et *Hipp. galloprovincialis*, de sorte que les grès grossiers du n° 6 occupent ici le même niveau que les grès grossiers que j'ai signalés à la montagne des Cornes, aux environs du Petit Lac, au-dessus de la barre calcaire à *Hipp. Toucasi* et *Hipp. galloprovincialis*.

Dans les coupes de Saint-Sirac et de Benaix les grès commencent immédiatement au-dessus des marnes à *Micraster* et *Inocer. digitatus* où ils constituent la base des grès de Celles, qui tiennent ainsi la place des divers niveaux à Hippurites de la montagne des Cornes et de Sougraigne jusqu'au banc à *Ostrea galloprovincialis* que l'on rencontre également sous le banc à *Batolites organisans*

de Sougraigne. Il est donc fort probable que dans l'Ariège toute la masse des grès de Celles représente le Santonien supérieur et que le Campanien commence dans cette région, avec les marnes à plaquettes de calcaire cristallisé à *Pyrina petrocoriensis*. Il en résulte que les bancs à *Hipp. variabilis* et *Hipp. Heberti* de l'Ariège sont bien dans le Campanien moyen et par conséquent au même niveau que le banc à *Hipp. Vidali* et *Hipp. variabilis* du Montsech en Catalogne.

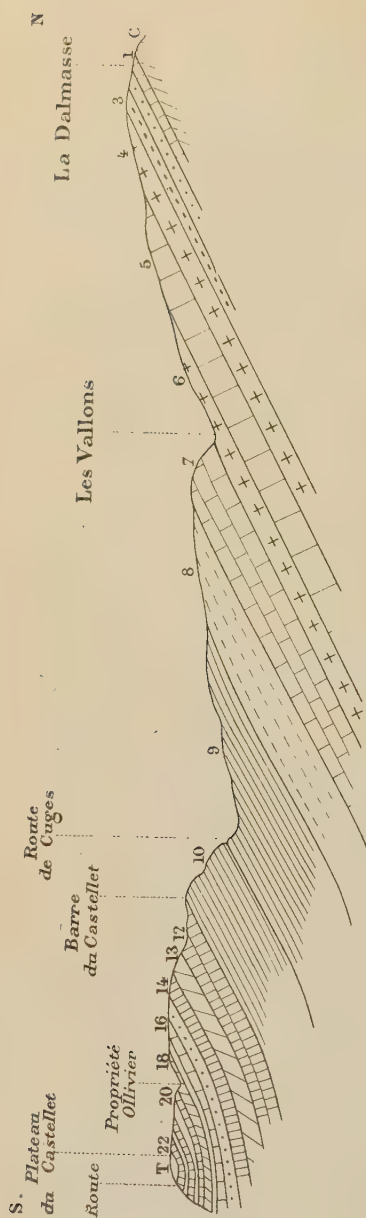
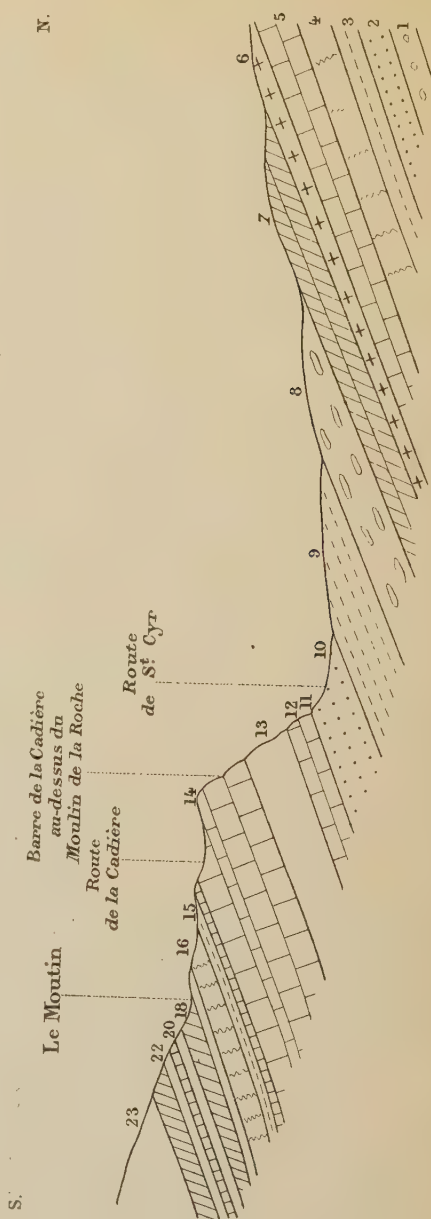
L'âge des couches à Hippurites de Leychert et Benaix étant ainsi bien établi, je crois devoir faire une remarque sur la faune de tous ces gisements de l'Ariège, qui, indépendamment des Hippurites cités plus haut, comprend en outre en quantité d'autres Rudistes, parmi lesquels, *Radiolites Toucasi*, *Rad. Desmoulinsi*, *Rad. mamillaris*, *Rad. radiosus*, *Rad. Nouleti*, *Rad. excavatus*, *Rad. Coquandi*, *Biradiolites fissicostatus*, *Birad. acuticostatus*, *Birad. canaliculatus*, *Bayleia Pouechi*, *Monopleura marticensis*, *Plagiptychus Aquilloni*, auxquels il faut ajouter la plupart des Cyclolites et Polypiers de la Craie à Hippurites des Corbières et de la Provence.

Si on compare cette faune à celle des autres régions, on remarque que c'est avec la Craie à Hippurites de la Provence qu'elle a le plus de rapport ; on peut même dire que, sauf les *Hipp. Heberti*, *Hipp. variabilis* et *Hipp. Archiaci*, toutes les autres espèces se retrouvent au Beausset ou aux Marligues. Cette identité presque absolue des deux faunes m'avait tellement frappé qu'au début je n'avais pas hésité à placer les couches à Hippurites de l'Ariège au même niveau que celles de La Cadière et du Beausset. Aujourd'hui je suis disposé à croire que tous ces Rudistes ont dû disparaître de la Provence, au moment où le régime des eaux s'est modifié dans cette région, tandis qu'à l'Ouest ils ont continué à trouver dans les eaux marines des conditions de vie qui leur ont permis de se multiplier pendant que dans le Sud-Est une faune saumâtre commençait à paraître et préludait en quelque sorte à l'avènement du régime lacustre.

On voit par cet exemple combien il est dangereux de conclure au parallélisme de deux formations par la similitude des faunes, car il n'est pas possible de trouver deux faunes ayant plus d'affinité que celles de Leychert et du Beausset.

COMPARAISON AVEC LES COUCHES A HIPPURITES DE LA PROVENCE

J'ai continué à prendre Le Beausset comme type de la Craie à Hippurites de la Provence. J'ai revu avec soin et plus en détail tous les niveaux à Hippurites que j'ai signalés ; les déterminations

Fig. 8. — Coupe de La Dalmasse au Castellet. — Echelle de 1/80000^e.Fig. 9. — Coupe des environs de la Cadière. — Echelle de 1/40000^e.

- | | | |
|-----------|-----------|--|
| | | T. Trias. |
| | | C. Calc. à Caprotines et à <i>Heterodiadema Lybicum</i> . |
| TURONIEN | LIGÉRIEN | 1. Calc. marneux à <i>Mammites nodosoïdes</i> , <i>Mammites Rochebrunei</i> , <i>Tissotia</i> , <i>Hemiasiter Héberti</i> . |
| | | 2. Marnes à <i>Linthia Verneuilli</i> , <i>Epiaster meridanensis</i> , <i>Hemiasiter Gauthieri</i> et <i>Inoceramus labiatus</i> . |
| | | 3. Marnes schisteuses à <i>Nucleolites parallelus</i> , <i>Catopygus obtusus</i> , <i>Discoidea infera</i> , <i>Cidaris hirudo</i> , <i>Rhynch. Cuvieri</i> , <i>Terebratula lenticularis</i> et <i>Prionotropis Woolgari</i> . |
| | ANGOUMIEN | 4. Calcaires gris généralement compacts, avec <i>Hippurites resectus</i> , <i>Biradiolites cornupastoris</i> , <i>Rad. Salignacensis</i> . |
| | | 5. Calc. marneux avec <i>Hipp. petrocoriensis</i> , <i>Hipp. inferus</i> , <i>Radiolites</i> et <i>Nérinées</i> . |
| | | 6. Calc. gris, très durs, quelquefois d'une teinte rosée, avec <i>Hipp. resectus</i> , <i>Hipp. petrocoriensis</i> , <i>Hipp. Rousseti</i> , <i>Hipp. gosaviensis</i> , nombreuses <i>Radiolites</i> . |
| CONIACIEN | | 7. Grès calcarifères souvent en plaquettes avec <i>Rhynchonella petrocoriensis</i> et <i>Hippurites giganeus</i> . |
| | | 8. Grès et calc. marneux à <i>Micraster brevis</i> , <i>Echinocorys striata</i> , <i>Gauthiericeras bajuvaricum</i> . |
| SANTONIEN | INFÉRIEUR | 9. Calc. très marneux à <i>Micr. brevis</i> , <i>Micr. Matheroni</i> , <i>Cidaris clavigera</i> , <i>Spondylus spinosus</i> , <i>Inoceramus digitatus</i> , <i>Mortoniceras texanum</i> , <i>Sonneratia Pailletei</i> , <i>Ostrea proboscidea</i> , <i>Ammonites pyriteuses</i> et nombreux <i>Spongiaires</i> . |
| | | 10. Marnes sableuses, grès et calcaires marneux avec <i>Mortoniceras texanum</i> , <i>Actinocamax</i> , <i>Ostrea proboscidea</i> et <i>Cidaris clavigera</i> . |
| | MOYEN | 11. Calc. à <i>Hippurites Toucasi</i> , <i>Hipp. socialis</i> , <i>Hipp. galloprovincialis</i> , <i>Hipp. Moulinsi</i> . |
| | | 12. Calc. marneux à <i>Hipp. Toucasi</i> , <i>Hipp. socialis</i> , <i>Hipp. galloprovincialis</i> , <i>Hipp. sublaevis</i> , <i>Radiolites Toucasi</i> , <i>Rad. excavatus</i> , <i>Rad. angeiodes</i> , <i>Rad. Desmoulinsi</i> , <i>Rad. mamillaris</i> , <i>Plagioptychus Toucasi</i> , <i>Plag. Aguilloni</i> , nombreux <i>Polypiers</i> . |
| | | 13. Calc. compacts alternant avec des lits de marnes peu fossilifères. |
| | | 14. Calc. marneux avec <i>Actinocamax</i> , <i>Mortoniceras texanum</i> , <i>Hipp. canaliculatus</i> , <i>Hipp. cristatus</i> Douvillé, <i>Hipp. Matheroni</i> Douv., <i>Hipp. dentatus</i> , <i>Hipp. Carezi</i> Douv., <i>Hipp. sublaevis</i> , <i>Hipp. galloprovincialis</i> , <i>Hipp. Moulinsi</i> , <i>Radiolites angeiodes</i> , <i>Rad. Toucasi</i> , <i>Rad. squamosus</i> , <i>Rad. Coquandi</i> , <i>Biradiolites acuticostatus</i> , <i>Birad. fissicostatus</i> , <i>Plagioptychus Aguilloni</i> , <i>Monopleura marticensis</i> , <i>Pholadomya elliptica</i> , <i>Lima marticensis</i> , <i>Spondylus hippuritarum</i> , <i>Spondylus truncatus</i> , <i>Ostrea Merceyi</i> , <i>Ost. santonensis</i> , <i>Ost. Langloisi</i> , <i>Cyphosoma microtuberculatum</i> , <i>Cyph. corollare</i> , <i>Leiosoma meridanense</i> , <i>Pliostophyma Toucasi</i> , <i>Botriopygus Toucasi</i> |

SANTONIEN (suite)

SUPÉRIEUR

15. Calc. marneux et marnes grises à *Platycyathus Terquemii*, *Trigonia echinata*, avec empreintes de végétaux : *Araucaria Toucasi*, *Magnolia telonensis*, *Lomatopteris superstes*, *Sequoia*.
16. Grès en plaquettes avec lits de marnes.
17. Marnes bleues ou grises à *Ostrea plicifera*, var. *spinosa*, *Goniopygus minor*.
18. Calc. marneux noduleux avec *Placenticeras syrtale*, *Lima marticensis*, *Radiolites sinuatus*, *Rad. fissicostatus*, *Crassatella regularis*, *Monopleura marticensis*, *Lima decussata*, *Janira Mortoni*, *Ostrea Langloisi*, *Ost. Matheroni*, *Ost. Costei*, *Chalmasia turonensis*, *Rhynchonella Eudesi*, *Terebratula Nanclasi*, *Ter. Toucasi*, *Botriopygus Toucasi*, *Cidarus cretosa*.
19. Calc. marneux se terminant par un banc très dur avec *Placenticeras syrtale*, *Hipp. canaliculatus*, *Hipp. Peronii*, *Hipp. latus*, *Hipp. Moulinsi*, var. à arête cardinale très allongée, nombreuses *Radiolites* et *Biradiolites*, *Limopsis calvus*, *Tellina Venei*, *Hemiaster Regulusi*, *Hem. Caderensis*, *Ostrea Matheroni*, *Ost. hippopodium* de grande taille.
20. Banc de calc. marneux remplis d'*Ostrea galloprovincialis*.

CAMPANIEN

21. Calc. marneux saumâtre avec *Cassiope Coquandi*, *Cass. Renauxi*, *Cardium Villeneuvei*, *Acteonella gigantea*, *Cyrènes* et *Ostrea*.
22. Calc. marneux lacustres avec *Melanopsis galloprovincialis*, *Cyrena globosa*, *Neritina Brongniarti*, *Melania lyra*.
23. Calc. lacustres en plaquettes avec petites *Cyrènes* striées : *Cyrena concinna*, *Cyr. gardanensis* et bancs de lignites.

de mes échantillons d'Hippurites ont été contrôlées par M. Douvillé qui a bien voulu me prêter le concours de sa grande expérience pour tous les exemplaires douteux. Dans ces conditions mes nouvelles coupes présenteront plus d'intérêt et permettront de comparer avec plus de précision les zones de cette région avec celles des Corbières, de la Catalogne et de l'Ariège. J'ai profité de mes dernières courses pour mieux me rendre compte des phénomènes de recouvrement du Trias sur le Crétacé ; j'ai étudié tout particulièrement les massifs du Canadeau, du Vieux-Beausset et de Fontanieu. En rappelant les coupes de ces gisements, je donnerai les motifs qui m'engagent encore aujourd'hui à admettre que le Trias doit avoir sa racine au milieu de ces massifs. Mais je n'aborderai ce sujet, d'un caractère un peu différent de celui qui fait l'objet de ce

travail, qu'après avoir terminé l'étude comparative du bassin du Beausset avec les autres régions. Je commencerai donc par donner la succession des couches en ayant soin d'y ajouter mes nouvelles observations.

Cette coupe montre que, dans les environs du Beausset, les calcaires angoumiens comprennent, comme dans les Corbières, deux niveaux à *Hippurites resectus* : un niveau inférieur avec *Hipp. resectus*, *Hipp. petrocoriensis*, *Hipp. inferus*, un niveau supérieur avec *Hipp. resectus*, *Hipp. petrocoriensis*, *Hipp. gosaviensis* et *Hipp. Roussei*.

Au-dessus de ces calcaires angoumiens, on reconnaît toutes les zones du Coniacien et du Santonien avec leurs fossiles caractéristiques. Le premier niveau à Hippurites sénoniens, nos 11 et 12 de la coupe, constitue la base des barres calcaires du Beausset, du Castellet et de La Cadière ; il renferme les espèces caractéristiques *Hipp. Toucasi*, *Hipp. galloprovincialis*, *Hipp. sublaevis* du premier niveau à Hippurites de la montagne des Cornes, et comme celui-ci il recouvre les marnes du Santonien inférieur à *Mortoniceras teranum* et *Inoceramus digitatus*. Le parallélisme que j'ai proposé en 1879 entre ces deux niveaux à Hippurites ne peut plus être douteux, car il est bien établi aujourd'hui que dans les deux régions on retrouve également au-dessus la zone à *Hippurites canaliculatus*.

Il y a cependant une remarque assez importante à faire dans la faune à Rudistes du Beausset : dès le premier niveau à Hippurites on rencontre une couche marneuse dans laquelle on trouve un très grand nombre de Radiolites, tandis que dans les Corbières, sauf *Radiolites angeoides* qui est très commun dans le banc à *Batolites organisans*, on ne voit que fort peu de Radiolites dans les bancs à Hippurites de la montagne des Cornes et de Sougraigne. Quelques-uns même comme *Radiolites Toucasi*, *Rad. excavatus*, *Rad. squamosus*, *Biradiolites acuticostatus*, *Birad. canaliculatus* n'y ont jamais été signalés. Cette rareté de Radiolites dans les couches à Hippurites des Corbières est d'autant plus curieuse à constater que ces Rudistes se rencontrent en quantité non loin de là dans les bancs à Hippurites de l'Ariège qui sont relativement un peu plus récents que ceux de la Provence et des Corbières.

Quoiqu'il en soit, la présence de cette riche faune de Radiolites dans les premiers bancs à Hippurites du Beausset est plutôt faite pour rajeunir ces couches, puisque dans l'Ariège cette même faune est reconnue comme franchement campanien. Il n'y a donc pas lieu de considérer ces bancs à Hippurites de la Provence comme

plus anciens que le premier niveau à Hippurites de la Montagne des Cornes.

Le 2^e niveau à Hippurites sénoniens, n° 14 de la coupe, comprend toute la partie supérieure des barres à Hippurites du Beausset et de La Cadière jusqu'aux marnes à *Platycyathus Terquemi*. Il se compose d'une série de bancs de calcaires marneux pétris de Rudistes et de Polypiers séparés par des lits de marnes peu fossilifères. C'est là le véritable niveau de l'*Hipp. canaliculatus*, que l'on trouve en grande quantité dans tous les bancs avec ses variétés *Hipp. cristatus* et *Hipp. Matheroni*.

Mais cette espèce, qui caractérise le niveau moyen à *Hipp. bioculatus* de la montagne des Cornes et qui, en Catalogne, se trouve aussi dans la même zone avec *Hipp. Maestrei*, *Lima marticensis* et *Radiolites sinuatus*, paraît former au Beausset une zone intermédiaire, où elle est associée d'une part aux *Hipp. Toucasi*, *Hipp. galloprovincialis*, *Hipp. sublævis* du niveau inférieur, et, d'autre part, aux *Hipp. Carezi*, *Hipp. dentatus*, *Hipp. latus* des niveaux supérieurs des Corbières. Je suis d'autant plus disposé à admettre cette zone comme une zone de passage, que j'y ai encore trouvé un bon fragment d'un très grand exemplaire de *Mortoniceras texanum*. De plus *Lima marticensis* y est très rare, cette espèce formant plus haut avec *Placenticeras syrtale* et *Radiolites sinuatus* une nouvelle zone dans laquelle on rencontre encore quelques rares *Hipp. canaliculatus* ainsi qu'une nouvelle espèce, *Hipp. Peroni*. Dans les Corbières, *Placenticeras syrtale* et *Lima marticensis* sont déjà très communs dans les bancs du Santonien moyen, qui séparent le niveau à *Hipp. sublævis* et *Hipp. galloprovincialis* du niveau à *Hipp. canaliculatus* et *Hipp. Maestrei*. Il semblerait donc qu'au Beausset *Hipp. canaliculatus* aurait commencé à paraître un peu plus tôt dans la partie supérieure du Santonien moyen avec *Mortoniceras texanum*, tandis que *Placenticeras syrtale* et *Lima marticensis* caractériseraient plus spécialement le Santonien supérieur avec *Radiolites sinuatus* et *Hipp. Peroni*. Il résulte de toutes ces considérations qu'au Beausset le Santonien peut se subdiviser comme dans les Corbières en trois zones : Santonien inférieur avec *Mortoniceras texanum* et *Inoceramus digitatus*; Santonien moyen avec *Mortoniceras texanum* et les bancs à Hippurites *Toucasi* et *Hipp. canaliculatus*; Santonien supérieur avec *Placenticeras syrtale*, *Lima marticensis*, *Radiolites sinuatus*, *Hipp. canaliculatus*, *Hipp. Peroni*.

Cette dernière zone, formée par les n°s 15, 16, 17, 18 et 19 de la coupe du Beausset, se termine ici comme dans les Corbières et la

Catalogne avec le banc à *Ostrea galloprovincialis*. Cette même succession du Santonien supérieur s'observe aux Martigues et dans les gisements voisins, de sorte qu'en Provence on ne trouve aucune trace des niveaux supérieurs à Hippurites des Corbières et de l'Ariège.

Les bancs à *Batolites organisans*, à *Hippurites sulcatus* et *Hipp. striatus*, ainsi que les marnes et grès supérieurs de Sougraigne et du Moulin Tiffou dans les Corbières, et les couches à *Hippurites variabilis* de l'Ariège et de la Catalogne, sont remplacés en Provence par des couches saumâtres à Cassiopées et par les calcaires lacustres du Valdonien et du Fuvélien, ce qui met le Bégudien au niveau du Maestrichtien ou de la partie supérieure des grès d'Alet, les argiles rouges et les calcaires de Rognac représentant au-dessus le véritable Garumnien.

RELATION DU TRIAS AVEC LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DANS LE BASSIN DU BEAUSSET

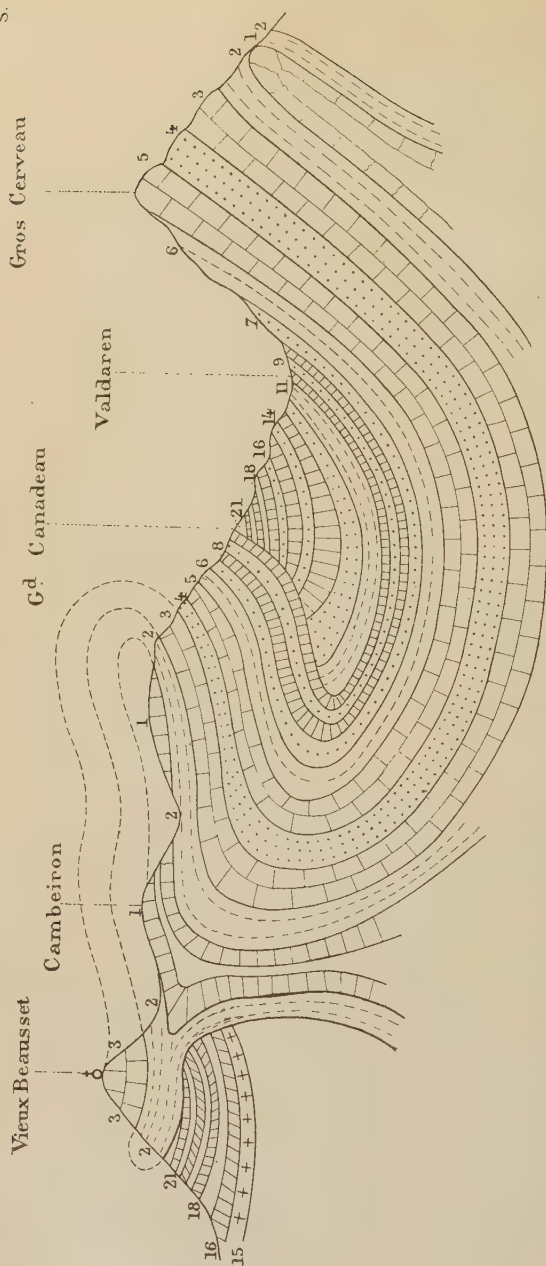
La question de la superposition du Trias sur le Crétacé dans le bassin du Beausset a été en 1891 l'objet principal de la réunion extraordinaire de la Société en Provence. M. Bertrand y a exposé magistralement sa belle théorie consistant à considérer le massif triasique du Vieux-Beausset et du Canadeau comme un lambeau isolé provenant d'une nappe de recouvrement. N'ayant pas eu l'occasion d'examiner cette question avec tout le soin qu'elle comportait, je m'étais contenté de faire observer que si cette théorie fort séduisante semblait trouver sa consécration dans l'existence de quelques lambeaux isolés à série renversée, il ne fallait pas perdre de vue qu'elle rencontrait à chaque pas des objections qui prouvaient qu'on ne devait pas en faire une application trop générale; j'en conclusais que, sans être opposé à l'idée émise par M. Bertrand, on pouvait supposer que le Trias avait sa racine dans le massif du Vieux-Beausset, comme au Sud et à l'Est du bassin du Beausset, et j'ajoutais que cette opinion était basée sur les épaisseurs considérables du Trias dans cette région et sur l'absence complète du Crétacé dans le fond du ravin de Gavari.

Reprenant tout dernièrement cette question, M. Fournier a essayé de montrer par des coupes que le massif triasique du Vieux-Beausset et du Canadeau pourrait bien être le résultat d'un pli anticlinal déversé en champignon sur tout son pourtour. Dans cette hypothèse, le Trias aurait sa racine dans les profondeurs, comme

N.

S.

Fig 10. — Coupe du Vieux-Brausset au Gros-Cerveau par le Grand-Canalet.

1. Calcaires du Muschelkalk à *Terebratula vulgaris*.

2. Marnes irisées et argileuses.

3. Calcaires de l'Infratras à *Acicula contorta*.

4. Dolomies jurassiques.

5. Calcaires gris virgioniens.

6. Calcaires marneux et marnes aptiennes à *Ostrea aquila*.7. Calcaires glauconieux à *Turritites costatus*, *Echinoconus rothomagensis* et *Oolopigus Burgessii*.

8. Grès calcaireux sans fossiles.

9. Sables gris plus ou moins grossiers.

10. Grès calcaireux et calc. compacts à *Hipparites ressectus*.11. *Hipp. Rouselli*.12. Calcaires marneux à *Micraster brevis*, *Cyphosoma magnificum*, *Echinoconus conicus*, *Salenia Bourgeoisii*, *Fyrina oen-**lum*, *Hipp. Toucasi*, *Hipp. Zürcheri*, *Hipp. galloprovincialis*.

13. Calcaires jaunâtres.

14. Calcaires marneux à *Hipp. Toucasi*, *Hipp. galloprovincialis*, *Hipp. Zürcheri*, *Radiolites angeloides* et nombreux polyptères.

15. Calcaires jaunâtres avec lits de marnes.

16. Calcaires marneux à *Hippurites canaliculatus* et *Hippurites dentatus*.

17. Marnes grises.

18. Calcaires marneux en plaquettes avec lits de marnes.

19. Calcaires marneux à *Lima muricostis*.20. Calcaires marneux à *Ostrea galloprovincialis*.

21. Calcaires marneux saumâtres à Cassidopées.

22. Calcaires lacustres à Cyrènes.

je l'avais soutenu, et il n'y aurait ainsi plus besoin d'admettre un transport horizontal de cette grande masse sur une longueur de plusieurs kilomètres. Séduit par cette nouvelle théorie qui convenait mieux à mes propres observations, j'ai profité de mes dernières courses en Provence pour vérifier en détail les coupes que j'avais publiées en 1873, et c'est le résultat de mes nouvelles recherches que je vais exposer ici.

On voit par cette coupe que la superposition du Trias sur les couches crétacées peut très bien s'expliquer par un pli anticlinal déversé en champignon tout autour du Crétacé, car la plupart des couches du massif du Gros-Cerveau et de la Valdaren reparaissent dans le massif du Canadeau; quelques-unes même sont verticales et ce sont précisément celles qui, au Grand-Canadeau, sont au contact de l'étirement (fig. 10) ou celles qui, au fond du ravin de Gavari, se trouvent au centre du noyau de l'anticlinal (fig. 11).

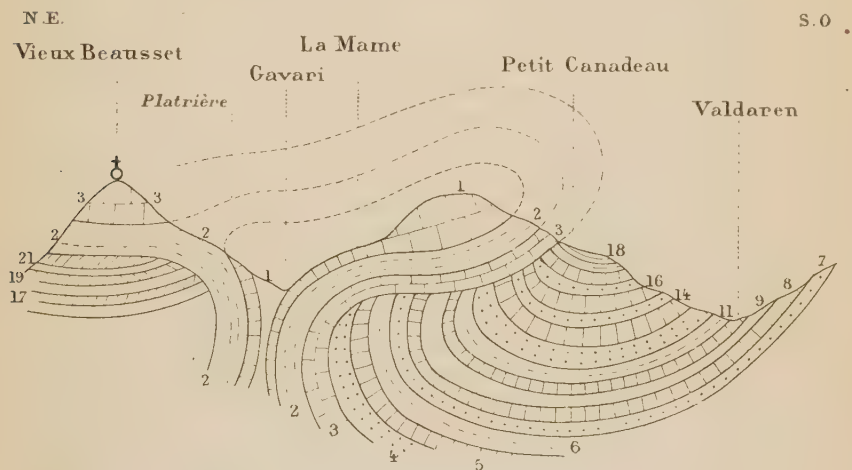
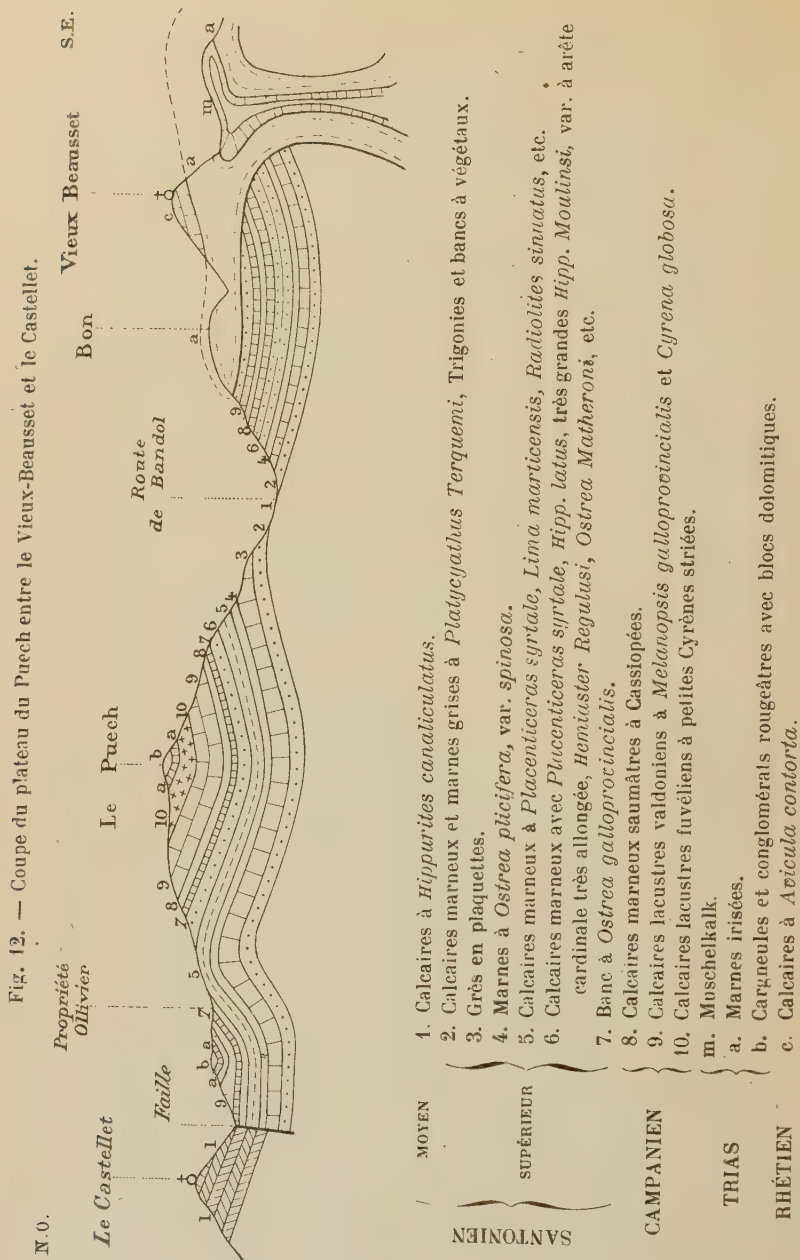


Fig. 11. — Coupe du Vieux-Beausset à la Valdaren par la Mame et le Petit-Canadeau.
(Même légende que pour la fig 10)

De plus le relèvement des couches crétacées que j'ai constaté sur tout le pourtour du déversement du pli, ne peut être dû qu'à l'action de la poussée de l'anticlinal du Trias. Enfin, la présence de lambeaux du Crétacé supérieur au Col du Grand-Canadeau et à Rouve, pincés entre les marnes irisées, ne peut s'expliquer qu'en supposant que ces lambeaux occupaient au début l'emplacement, où le pli anticlinal a percé le crétacé, de sorte que sous l'action



même de cette poussée, ils auraient été soulevés et rejetés sous les bords du pli après avoir été en partie renversés.

En somme l'allure des couches paraît bien s'accorder avec cette théorie du recouvrement du Trias. Comme le dit avec raison M. Fournier, aucun fait ne s'oppose à cette explication et toutes les difficultés signalées dans l'hypothèse d'un immense lambeau de recouvrement disparaissent. Toutefois il y a lieu de voir si cette explication convient également aux lambeaux triasiques du Castellet et de Fontanieu.

Pour les premiers M. Fournier estime que ces lambeaux étant de petite dimension et relativement peu éloignés de leur point d'origine, on peut admettre qu'ils proviennent également du déversement de l'anticlinal du massif du Vieux-Beausset. J'ai étudié avec soin ces trois petits lambeaux et j'ai cherché à me rendre compte de leur allure par rapport aux couches crétacées sur lesquelles ils sont superposés.

Cette coupe montre que l'anticlinal triasique du massif du Vieux-Beausset et du Canadau s'est déversé à l'Ouest sur le Crétacé supérieur de Bon, de sorte que les lambeaux triasiques du Puech, qui sont sur le prolongement, peuvent être considérés comme issus du même pli. Cependant, si on examine de près le lambeau le plus important des trois, celui qui se trouve le plus au sud du plateau et qui est traversé par la route du Beausset au Castellet, on remarque qu'il est placé au centre d'une cuvette constituée par les calcaires lacustres, dont l'inclinaison s'accroît de plus en plus au point de devenir verticale à leur contact avec le Trias, de sorte qu'on pourrait croire qu'on se trouve encore ici en présence d'un pli anticlinal formant poussée à travers le Crétacé supérieur, et qui se serait déversé sur les couches lacustres du plateau du Puech, comme l'indique la fig. 13.

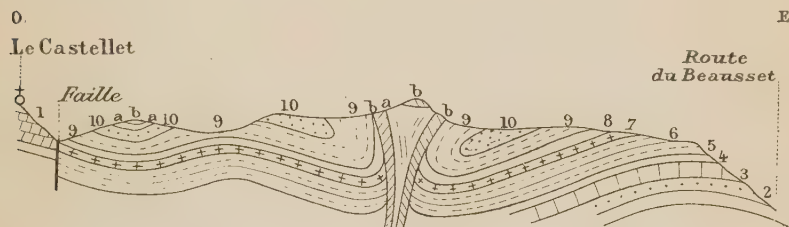
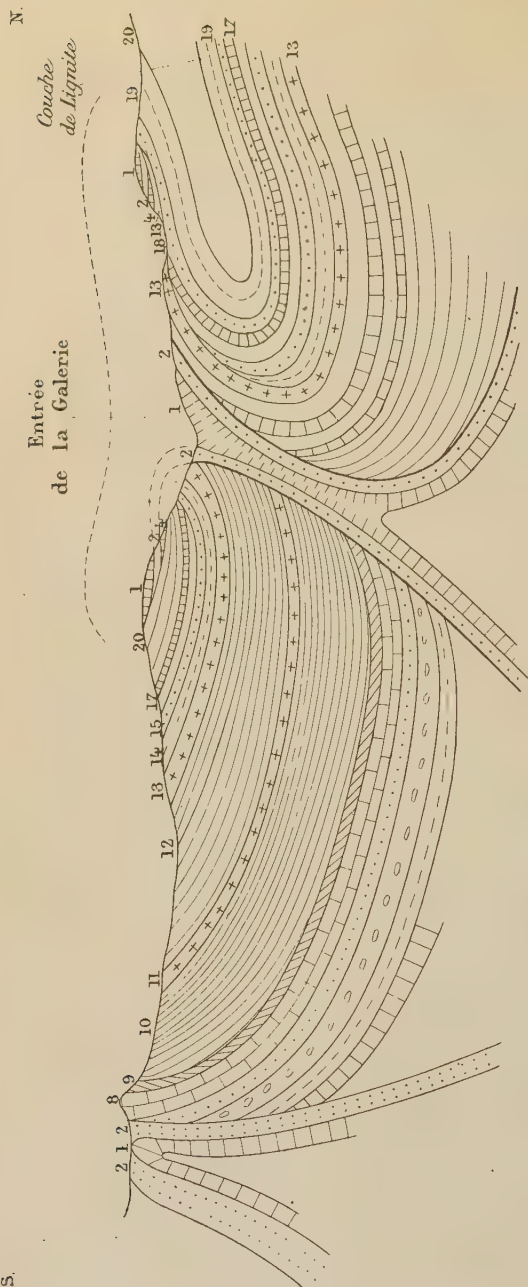


Fig. 13. — Coupe suivant la route du Castellet au Beausset.
(Même légende que pour la fig. 12).

On peut expliquer de la même manière la présence du Trias dans le massif de Fontanieu (fig. 14).

Fig. 14. — Coupe des environs de Fontanieu.



1. Calcaires du Muschelkalk.

2. Marnes irisées et cargneules.

3. Dolomies.

4. Calcaires gris urgoniens.

5. Calc. marneux à silex aptiens.

6. Grès glauconieux cénomaniens.

7. Sables du Valdaren (Turonien Inf.)

8. Calcaires gris compacts à *Hippurites resectus*, présentant au contact du Trias une brèche formée de fragments anguleux de Muschelkalk, de cargneules, d'Infralias, d'Urgonien, des silex de l'Aptien et jusqu'à des grains de quartz des sables du Valdaren (Angoumien).

9. Calcaires marneux à *Hippurites Zürcheri*, *Hipp. Toucasi*, *Hipp. galloprovincialis*, *Hipp. socialis*.

10. Marnes.

11. Calcaires à *Hipp. Toucasi*, *Hipp. socialis*.

12. Marnes.

13. Calcaires marneux à *Hipp. canaliculatus*, *Hipp. dentatus*, *Hipp. sublaevis*, *Hipp. Carezi*, *Hipp. Moulinsii*.

14. Marnes et bancs de grès ferrugineux très durs remplis de débris de petits fossiles.

15. Marnes à *Ostrea spinosa* et calcaires marneux à *Lima marticensis*.

16. Calcaires marneux à *Placenticeras septale*, *Pachydiscus*, *Hemitaster Regulusi*, *Hipp. latus*, *Hipp. Moulinsii* var. à arête cardinale allongée.

17. Banc à *Ostrea galloprovincialis*.

18. Calcaires marneux suumères avec *Cassiope Conquandi*.

19. Calcaires marneux valdoniens à *Cyrena globosa*, *Melanopsis galloprovincialis* et *Neritina Brongniarti*.

20. Calcaires lutéliens à petites *Cyrenes* striées.

On voit que le Trias forme dans le massif de Fontanieu le noyau de deux plis anticlinaux dont l'un, celui qui est le plus au Sud, n'a fait que redresser les couches sur les bords du pli, tandis que le second, dans le vallon même de Fontanieu, s'est déversé sur les couches supérieures du Crétacé après avoir renversé ces couches du côté du Nord. Dans sa poussée à travers le Crétacé, le Trias du premier pli, en glissant sur les différentes couches qu'il a relevées, a entraîné avec lui des fragments de toutes sortes de roches, qui sont venus former une véritable brèche à la surface du calcaire angoumien avec lequel il est en contact à son affleurement avec le sol ; c'est ce qui explique la présence dans cette brèche de morceaux anguleux de Muschelkalk, de Cargneules, d'Infra-Lias, d'Urgonien, de silex de l'Aptien et jusqu'à des grains de quartz, des sables turoniens du Valdaren, dont l'existence a pu être constatée sous les calcaires à *Hippurites resectus*, grâce à un puits qu'on a creusé dans la propriété Marquand, à quelques mètres au Nord de la barre angoumienne.

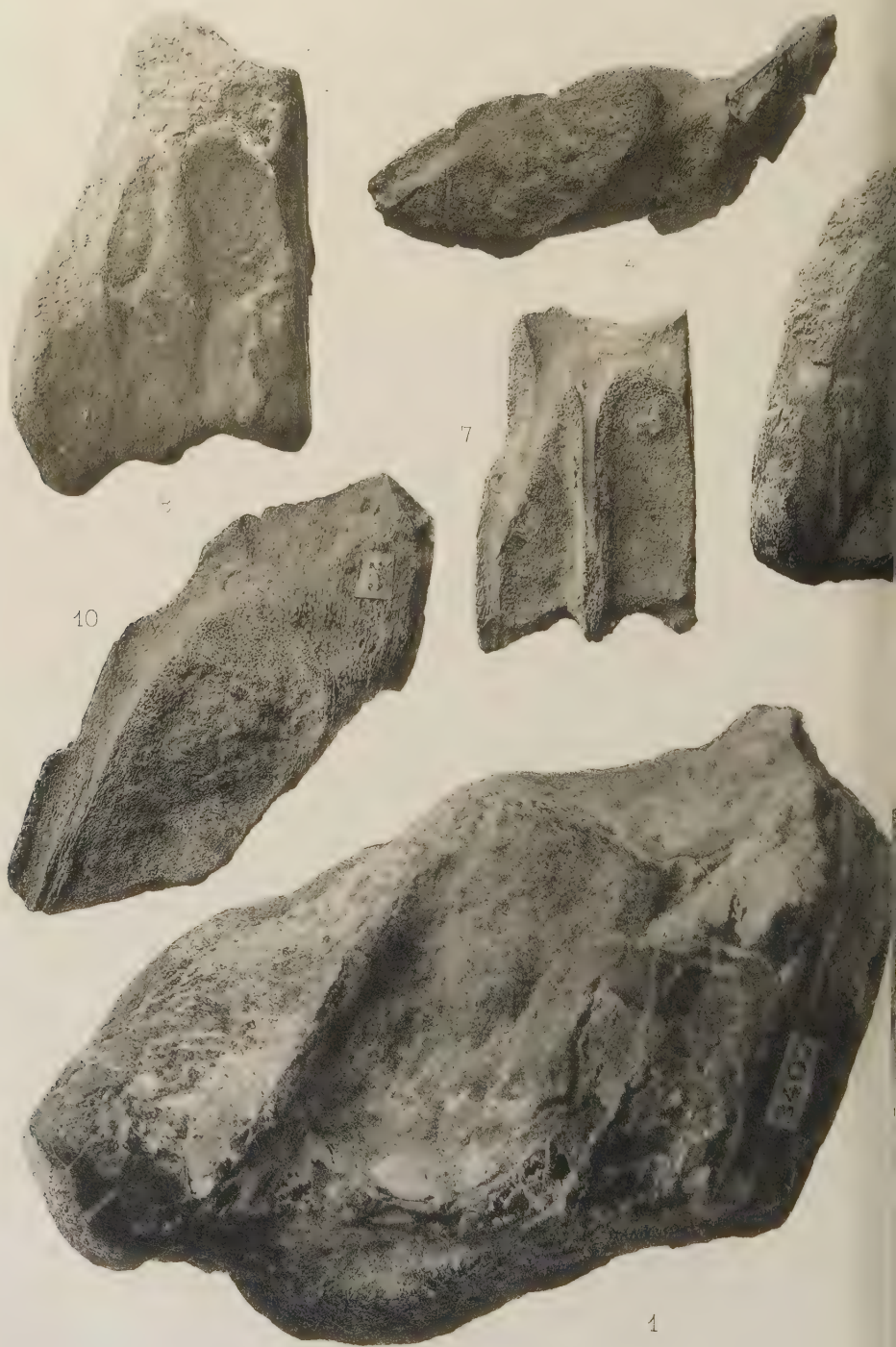
Cette interprétation de la coupe de Fontanieu concorde entièrement avec les faits observés par la Société en 1891, lorsqu'on a visité la galerie qui a été creusée pour l'exploitation des lignites. Cette galerie suit la direction du Nord comme ma coupe et entre dans le Muschelkalk au centre du noyau du second pli anticlinal, de sorte qu'on a pu remarquer qu'en ce point les couches du Trias étaient fortement inclinées vers le thalweg ; sous le Muschelkalk on a traversé successivement des marnes irisées, puis une formation schisteuse avec blocs d'Urgonien, ensuite en complète concordance les couches crétacées renversées, calcaires à *Hippurites canaliculatus*, couches saumâtres à Cassiopées, couches lacustres à *Melanopsis* et *Cyrena globosa* du Valdonien ; on est arrivé ainsi au banc de Lignites, dont l'exploitation a pu faire connaître la courbure et montrer que les couches formaient à la suite d'un anticlinal un pli synclinal ouvert vers le Nord.

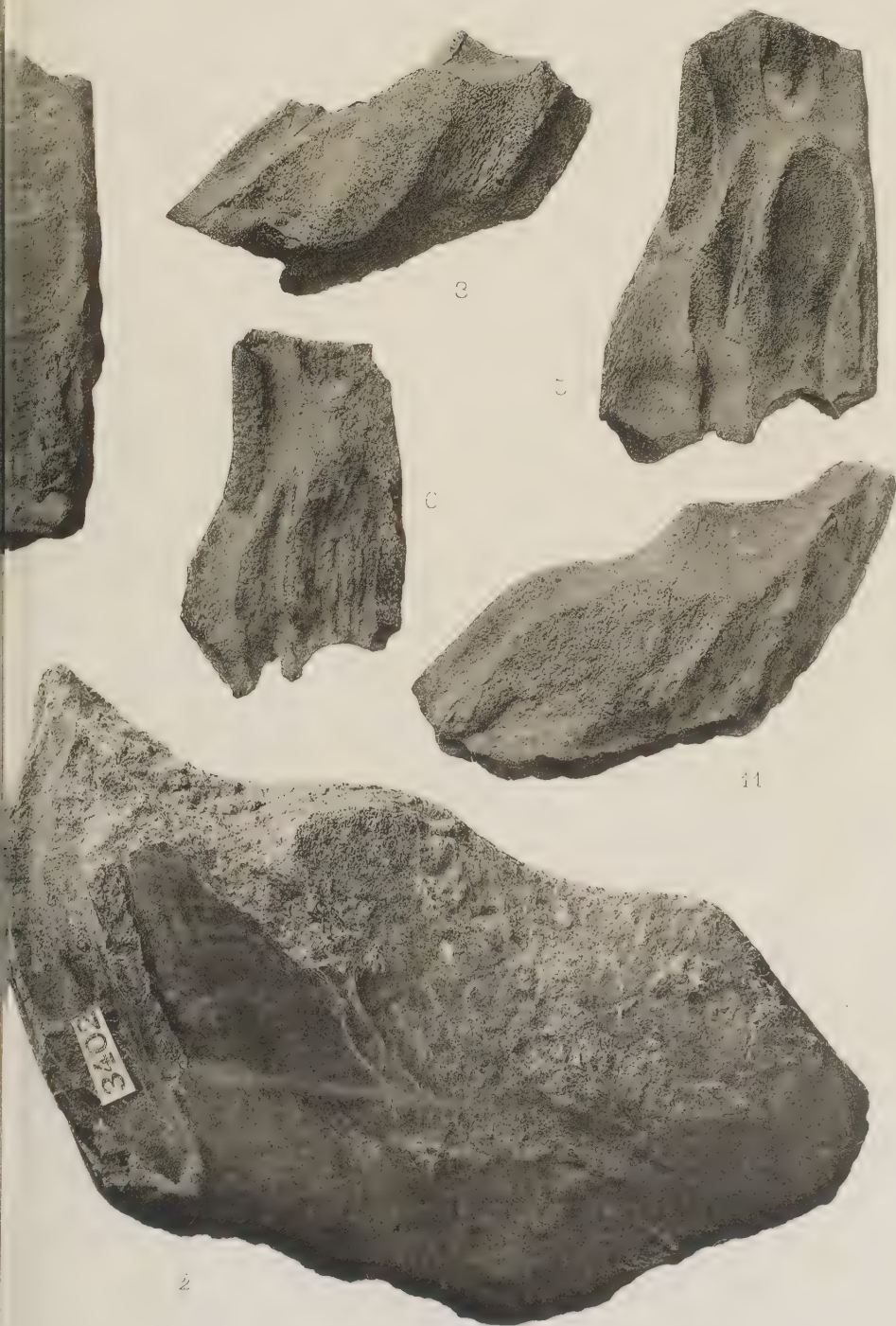
Ainsi dans le bassin du Beausset tous les lambeaux de recouvrement peuvent en somme être considérés comme le résultat de plis anticlinaux déversés sur leur pourtour. Le Trias aurait donc bien sa racine en profondeur au milieu même des couches crétacées, et l'allure anticlinale de ces couches sur les bords des plis trouverait là une explication toute naturelle.

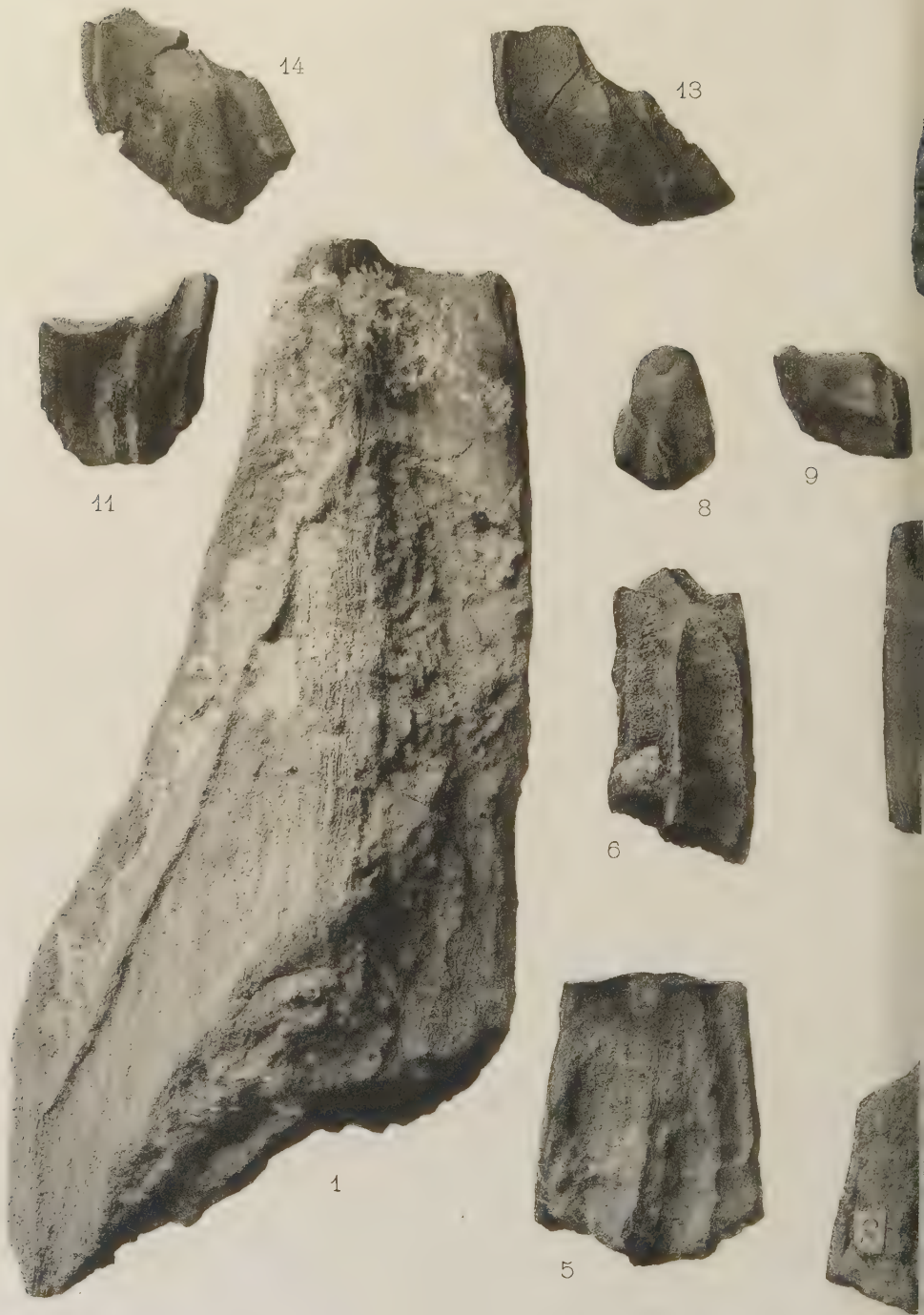
RÉPARTITION DES HIPPURITES

PORES RÉTICULÉS			ARÊTE CARDINALE	NOM DES ESPÈCES
			tronquée d° arrondie d°	<i>Hipp. inferus.</i> — <i>gosaviensis.</i> — <i>giganteus.</i> — <i>Jeani.</i>
			arrondie d° d°	<i>Hipp. petrocoriensis.</i> — <i>galloprovinci.</i> — <i>dentatus.</i> — <i>latus.</i>
PORES SUB-RÉTICULÉS	Arête cardinale longue et lamelliforme, 2 ^e pilier allongé et pédiculé	1 ^{er} pilier long, pédiculé ou pincé à la base		
		1 ^{er} pilier court et non pincé à la base . .		
	Arête cardinale longue et triangulaire, 2 ^e pilier lamelliforme, très peu ou non pincé à la base, recourbé du côté de l'arête cardinale	1 ^{er} pilier un peu moins long que l'arête cardinale. un peu pincé à la base.	tronquée	<i>Hipp. Rousseli.</i>
		1 ^{er} pilier court, non pincé à la base . .	tronquée arrondie	<i>Hipp. prœmoulini.</i> — <i>Moulini.</i>
PORES POLYONAUX	Arête cardinale longue et lamelliforme, les deux piliers allongés et pédiculés	1 ^{er} pilier moitié moins long que le 2 ^e . . .	tronquée	<i>Hipp. Zurcheri.</i>
		Les deux piliers presque égaux	arrondie	<i>Hipp. Oppeli.</i>
	Arête cardinale longue, plus ou moins triangulaire, 2 ^e pilier aussi long que l'arête cardinale et un peu pincé à la base	1 ^{er} pilier un peu moins long que l'arête cardinale, un peu pincé à la base	tronquée d° arrondie	<i>Hipp. Grossoucreti.</i> — <i>Gaudryi.</i> — <i>cornuaccini.</i>
		1 ^{er} pilier non pincé à la base	arrondie tronquée d°	<i>Hipp. Carezi.</i> — <i>sulcatus.</i> — <i>Archiaci.</i>
	Arête cardinale très courte, triangulaire, ou réduite à un simple bourrelet . . .	2 ^e pilier un peu allongé et pincé à la base	tronquée d° arrondie d°	<i>Hipp. resectus.</i> — <i>resect. var. inc.</i> — <i>Toucas.</i> — <i>sulcatissimu.</i> — <i>sulcatoides.</i>
		2 ^e pilier court et non pincé à la base . .	tronquée d° arrondie d° d°	<i>Hipp. Maestrei.</i> — <i>Peroni.</i> — <i>variabilis.</i> — <i>Laperousei.</i> — <i>Castroi.</i>

TOTAUX A REPORTER. . .

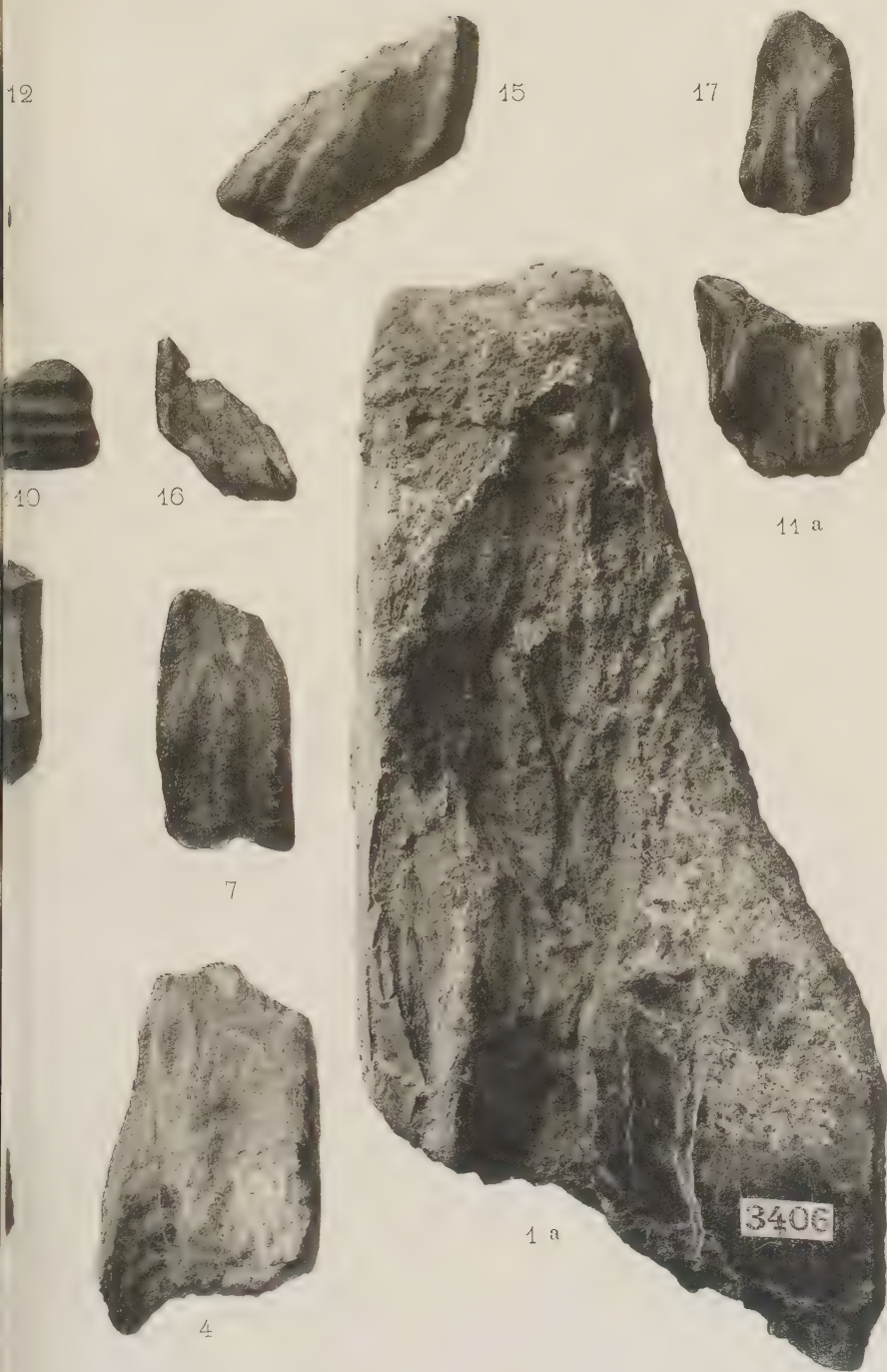






Clichés et Phototypie D^e G. Pilarski

Les Ischyodus Ju



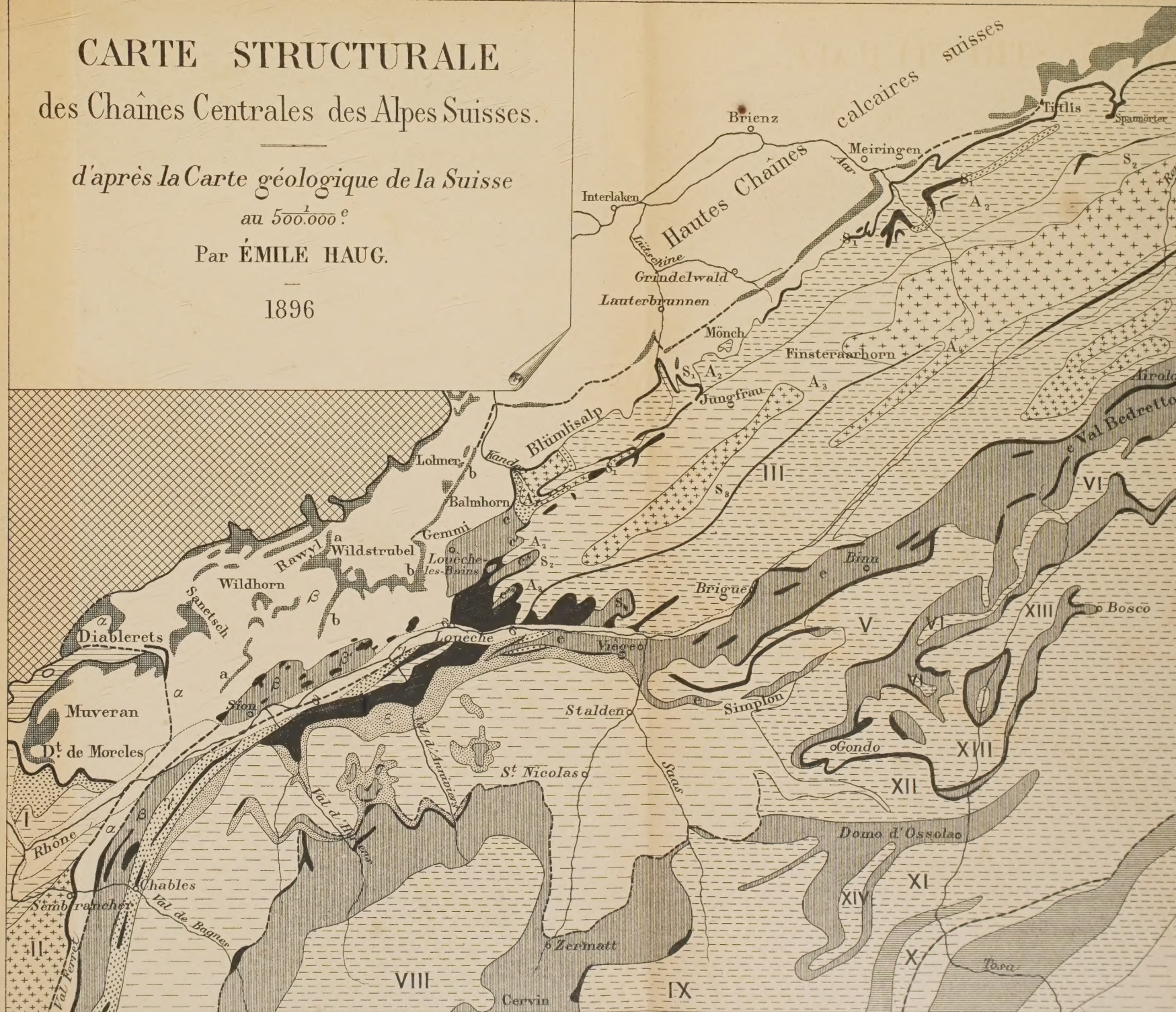
CARTE STRUCTURALE des Chaînes Centrales des Alpes Suisses.

d'après la Carte géologique de la Suisse

au 500.000^e.

Par ÉMILE HAUG.

1896



EXTRAIT DU RÈGLEMENT CONSTITUTIF DE LA SOCIÉTÉ

APPROUVÉ PAR ORDONNANCE DU ROI DU 3 AVRIL 1833

ART. III. — Le nombre des membres de la Société est illimité (1). Les Français et les Etrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

ART. IV. — L'administration de la Société est confiée à un Bureau et à un Conseil, dont le Bureau fait essentiellement partie.

ART. V. — Le Bureau est composé d'un président, de quatre vice-présidents, de deux secrétaires, de deux vice-secrétaires, d'un trésorier, d'un archiviste.

ART. VI. — Le président et les vice-présidents sont élus pour une année; les secrétaires et les vice-secrétaires, pour deux années; le trésorier, pour trois années; l'archiviste, pour quatre années.

ART. VII. — Aucun fonctionnaire n'est immédiatement rééligible dans les mêmes fonctions.

ART. VIII. — Le Conseil est formé de douze membres, dont quatre sont remplacés chaque année.

ART. IX. — Les membres du Conseil et ceux du Bureau, sauf le président, sont élus à la majorité absolue. Leurs fonctions sont gratuites.

ART. X. — Le président est choisi, à la pluralité, parmi les quatre vice-présidents de l'année précédente. Tous les membres sont appelés à participer à son élection, directement ou par correspondance.

ART. XI. — La Société tient ses séances habituelles à Paris, de novembre à juillet (2).

ART. XII. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un des points de la France qui aura été préalablement déterminé. Un Bureau sera spécialement organisé par les membres présents à ces réunions.

ART. XIV. — Un *Bulletin* périodique des travaux de la Société est délivré gratuitement à chaque membre.

ART. XVII. — Chaque membre paye: 1^o un droit d'entrée; 2^o une cotisation annuelle. Le droit d'entrée est fixé à la somme de 20 francs. Ce droit pourra être augmenté par la suite, mais seulement pour les membres à élire. La cotisation annuelle est invariablement fixée à 30 francs. La cotisation annuelle peut, au choix de chaque membre, être remplacée par le versement d'une somme fixée par la Société en assemblée générale. (*Décret du 12 décembre 1873*). (3).

(1) Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans l'une de ses séances par deux membres qui auront signé la présentation, avoir été proclamé dans la séance suivante par le Président, et avoir reçu le diplôme de membre de la Société (*Art. 4 du règlement administratif*).

(2) Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un de ses membres. (*Art. 42 du règlement administratif*).

(3) Cette somme a été fixée à 400 francs (*Séance du 20 novembre 1871*).

TABEAU INDICATIF DES JOURS DE SÉANCE

ANNÉE 1896

Les séances se tiennent à 8 heures 1/2 du soir, 7, rue des Grands-Augustins, 7.
Les 1^{er} et 3^e lundis de chaque mois.

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Novembre	Décembre
6	3	2	9* 13	4	1	9	7
20	17	16	27	18	15	23	21

* Séance générale annuelle à 3 heures, le 9 Avril.

La bibliothèque est ouverte tous les jours de 1 heure à 6 heures.

NOTES & MÉMOIRES INSÉRÉS DANS LES FEUILLES 30-40

(T. XXIV)

	Pages
Séance du 15 juin 1896 (suite) :	
H.-E. SAUVAGE. — <i>Les Ischyodus des terrains jurassiques supérieurs du Boulonnais</i> (fin). (Planches XXI-XXII).	465
R. ZEILLER. — <i>Remarques sur la flore de l'Altai à propos des dernières découvertes paléobotaniques de MM. les D^{rs} Bodenbender et Kurtz dans la République Argentine</i>	466
Ph. GLANGEAUD. — <i>Sur la faune de passage du Bajocien au Bathonien au sud du détroit du Poitou</i>	488
BOURGEOAT. — <i>Sur certaines particularités de la Combe des Prés dans le Jura</i> (avec 2 figures dans le texte).	489
J. WELSCH. — <i>Note à propos des terrains pliocènes des environs d'Alger</i>	494
S. BERTOLIO. — <i>Sur les formations volcaniques de Sardaigne</i> (avec une figure dans le texte)	496
Edm. PELLAT. — <i>Etudes stratigraphiques et paléontologiques sur les terrains tertiaires de quelques localités de Vaucluse, du Gard et des Bouches-du-Rhône</i> (avec une figure dans le texte)	501
Ch. DEPÉRET. — <i>Note sur les fossiles miocènes du conglomérat de Pierre-Longue, près Avignon</i>	516
CURIE et FLAMAND. — <i>Réponse à la communication faite par M. Gentil : Sur quelques gisements ophitiques de l'Algérie</i>	526
CARALP. — <i>Le granite de Bordères (Hautes-Pyrénées) : Son âge, ses relations avec quelques autres granites pyrénéens</i> (avec une figure dans le texte).	528
Séance supplémentaire du 22 juin 1896 :	
J. BERGERON. — <i>Sur quelques roches métamorphiques de la Montagne Noire</i>	533
DE LAPPARENT. — <i>Observations</i>	534
E. HAUG. — <i>Etudes sur la tectonique des Alpes suisses (1^{re} partie)</i> (avec 6 figures dans le texte). (Planche XXIII).	535
Victor ANASTASIU. — <i>Note préliminaire sur la constitution géologique de la Dobrogea</i>	535
A. TOUCAS. — <i>Révision de la craie à Hippurites</i> (avec 14 figures dans le texte)	602

Le Secrétaire-Gérant.

Ph. GLANGEAUD.